Geologische Untersuchung der Schrattenfluh und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde (Kt. Luzern)

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel

von

Pierre Albert Soder

aus Rheinfelden (Aargau)

Gedruckt mit Unterstützung der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

Basel 1949
Buchdruckerei E. Birkhäuser & Cie. AG.

Geologische Untersuchung der Schrattenfluh und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde (Kt. Luzern)

INAUGURAL-DISSERTATION

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Basel

von

Pierre Albert Soder

aus Rheinfelden (Aargau)

Gedruckt mit Unterstützung der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

Basel 1949
Buchdruckerei E. Birkhäuser & Cie. AG.

Genehmigt von der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren L. Vonderschmitt und M. Reichel.

Basel, den 15. Juni 1948.

Prof. M. Fierz, Dekan.

R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

Sonderabdruck aus
ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE
Vol. 42, Nr. 1, 1949

Geologische Untersuchung der Schrattenfluh und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde (Kt. Luzern).

Von **Pierre A. Soder,** Rheinfelden.

Mit 12 Textfiguren, 1 Tabelle und 2 Tafeln (V und VI).

Gedruckt mit Unterstützung der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort 36
Einleitung 37
Die Schrattenfluh 39
Stratigraphie 39
Untere Kreide 40
Eocaen 43
1. Complanaten- und Hohgantschichten 45
a) Aufschluss östlich Hint. Hübeli 45
b) Übrige Aufschlüsse 46
1. Unterer Quarzsandstein und Complanatenschichten 46
2. Hohgantschichten 47
2. Globigerinenschiefer 49
Querprofil durch das Gebiet des obern Südelbachs 50
Lithologische Übersicht, übrige Aufschlüsse 52
Die tektonische Stellung der Globigerinenschiefer und die Grenze zwischen Niederhorn-Decke und Habkern-Mulde 57
Tektonik der Schrattenfluh 60
Die eigentliche Schrattenfluh 61
Das Gebiet von Ax–Küblisbühl–Schönisei 65
Das Eocaen des Brienzergrates 67
Die Habkern-Mulde 69
Die Habkern-Zone 72
1. Globigerinenschiefer 73
2. Leimernschichten 74
3. Wildflysch 77
Längsprofil des obern Bärselbachs 77
Diskussion der Entstehung des Wildflyschs 83
Übrige Aufschlüsse im Wildflysch 85
Die Schlieren-Zone 89
Basis der Schlieren-Serie 90
Sandsteine am Hundsknubel 92

Seite

Zusammenfassende Betrachtungen über den Flysch der Habkern-Mulde 93
Quartär 95
Eiszeitliche Bildungen 95
Jüngere Bildungen 101
Zusammenfassung der Resultate 105
Literaturverzeichnis 106

Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln.

Fig. 1. Profil durch den Alpenrand im Schrattenfluhgebiet 38
Fig. 2. Die Sedimentserie der Schrattenfluh 39
Fig. 3. Profil der Grossen Emme östlich Hint. Hübeli 45
Fig. 4. Querprofil durch den Südelbach 50
Fig. 5. Tektonische Kartenskizze der Schrattenfluh 62
Fig. 6. Profilserie durch den östlichen Teil der Schrattenfluh 64
Fig. 7. Geologische Kartenskizze der Gegend von Schneebergli 66
Fig. 8. Längsprofil des Bärselbachs 78
Fig. 9. Aufschluss von Habkerngranit und polygener Breccie bei P. 1299 des Bärselbachs 80
Fig. 10. Aufschluss im Bärselbach bei P. 1299, linkes Ufer 82
Fig. 11. Aufschluss im Bärselbach oberhalb P. 1299, rechtes Ufer 83
Fig. 12. Längsprofil des Schwendibachs 86
Tabelle a. Facielle Ausbildung des Eocaens der Brienzergrat-Kette 68
Tafel V. Geologische Karte der westlichen Schrattenfluh und der südlich anschliessenden Teile der Habkern-Mulde.
Tafel VI. Karte der Quartärbildungen im Gebiet zwischen Schrattenfluh und Brienzergrat, Maßstab 1:50000.

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit ist vom Sommer 1944 bis zum Sommer 1948 unter Leitung von Prof. Dr. L. Vonderschmitt am geologisch-paläontologischen Institut der Universität Basel ausgeführt worden.

Die Untersuchungen im Felde wurden in den Sommermonaten der Jahre 1944—1946 durchgeführt. Die übrige Zeit wurde der Verarbeitung des gesammelten Materials und insbesondere der Abfassung des vorliegenden Textes gewidmet.

Gerne benutze ich hier die Gelegenheit, meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. L. Vonderschmitt für seine mannigfachen Anregungen und Unterstützungen, die er mir sowohl im Felde als auch bei der Ausarbeitung der Resultate zuteil werden liess, meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

Herr Prof. Dr. M. Reichel hat mich bei der Untersuchung der Foraminiferenfaunen jederzeit unterstützt. Für seine bereitwillige Hilfe sei er meines wärmsten Dankes versichert.

Ferner möchte ich hier der guten Kameradschaft meiner Studienfreunde F. Bentz, W. Gigon, A. Holliger, H. Schaub, J. Schweighauser und namentlich meines Gebietsnachbarn M. Furrer gedenken, in Erinnerung an die im Institut und im Gelände verbrachten schönen Tage.

Die finanzielle Unterstützung durch die *Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft* hat es mir ermöglicht, die beiden Tafeln (V und VI) in der vorliegenden Form zu drucken Diese Hilfe sei ihrem Präsidenten, Herrn Prof. J. Cadisch, an dieser Stelle bestens verdankt.

Einleitung.

Das von uns untersuchte Gebiet ist auf der als Tafel V gegebenen Karte dargestellt. Diese Karte enthält einen Geländeausschnitt, welcher den mittleren, in der SW-Ecke des Kantons Luzern gelegenen Teil der Habkern-Mulde und einen Teil der helvetischen Randkette im westlichen Gebiet der Schrattenfluh umfasst und welcher folgendermassen umgrenzt ist:

im W durch die luzernisch-bernische Kantonsgrenze zwischen Tannigsboden und Ob. Hirswängiberg,

im NW durch die Auflagerungsfläche der helvetischen Randkette auf dem subalpinen Flysch zwischen Hirswängiberg und Betenalp,

im E durch eine Linie, die von Betenalp zum Heidenloch hinauf und von da über Silwängen und über die Stechelegg zur Waldemme hinunterzieht, welcher sie im Abschnitt zwischen Hirsegg und Schönenboden folgt.

Die S-Grenze wird zwischen der Obwaldner Kantonsgrenze bei Schönenboden und der bernischen bei Tannigsboden durch die nördlichsten Vorkommen von Wangschichten des Brienzergrates gebildet.

Als topographische Unterlagen dienten uns für unsere Aufnahmen Photokopien der neuen, auf photogrammetrischer Grundlage hergestellten Übersichtspläne der Gemeinde Flühli im Maßstab 1 : 10000, für die nordwestlichen Randgebiete diejenigen der Gemeinden Escholzmatt–Hasle (1 : 10000) und Marbach (1 : 5000).

Trotzdem auf einigen Blättern dieser Pläne in einzelnen Waldgebieten die Messtischaufnahmen noch nicht nachgeführt waren, haben uns diese ausgezeichneten Karten sowie eine Serie der ihnen zugrunde liegenden Flugphotos (vgl. p. 61), wertvolle Dienste geleistet.

Da die Gemeinde-Übersichtspläne keine Namen enthalten, legten wir allen in der vorliegenden Arbeit auftretenden Lokalitätsbezeichnungen die Namen der Siegfriedkarte (Blatt 388 Giswilerstock, 1 : 50000, Blatt 386 Flühli, 1 : 25000 und Blatt 387 Sörenberg, 1 : 25000) und der Landeskarte (Blatt 509 Interlaken-E) zugrunde. Diese Karten lieferten auch die Bezeichnungen für die Höhenpunkte (Repère Pierre du Niton 376,860), ausser für zwei derselben (P. 1299 am Bärselbach und P. 1383 am Schwendibach), für die, wie auch für die Höhenquoten (Q. . . .), die neuen, auf Gemeindeplänen und Landeskarte verzeichneten Höhenangaben (Repère Pierre du Niton 373,600) benutzt worden sind.

Das von uns untersuchte Gebiet ist, offenbar wegen seiner verkehrsfernen Lage, bisher recht wenig geologisch erforscht worden. Nach einer ersten, geognostische Angaben enthaltenden Beschreibung durch J. Schnider (Lit. 80) aus dem Jahre 1784, ist es nach 1820 mehrmals von B. Studer besucht worden, der seine Beobachtungen im zweiten, 1853 erschienenen Band seiner Geologie der Schweiz (Lit. 85, pp. 76/77, 103, 129—131) zusammengefasst hat. Die Aufnahmen für die Geologische Karte der Schweiz sind für das nördliche Gebiet des 1887 erschienenen Blattes XIII (Lit. 102) von F. J. Kaufmann durchgeführt worden. Aus seinem 1886 herausgegebenen Textband (Lit. 51) geht hervor, dass dieser als besonders genauer Beobachter bekannte Autor, dem wir namentlich die ersten genaueren mikropaläontologischen Angaben über die Sedimente der Schweizer Alpen verdanken, unser Untersuchungsgebiet nur in wenigen Exkursionen begangen hat.

1912 hat J. Boussac in seinem umfangreichen Werk über das alpine Eogen (Lit. 16), über eine Durchquerung des zwischen Hinter Hübeli und Hirseggbrugg gelegenen Gebietes berichtet.

Das ganze auf den Siegfriedblättern Flühli und Sörenberg dargestellte Gebiet ist 1911/12 von R. Schider genauer durchforscht und im Maßstab 1 : 25000 kartiert worden (Lit. 76, 105). Bei seinen Aufnahmen und in seiner überaus klar abgefassten Beschreibung hat Schider besonders auf die Gegend der Schrattenfluh und auf die Durchbruchstäler der Grossen Emme und der Waldemme Gewicht gelegt. Dass er den Flysch etwas vernachlässigt hat, ist ihm bei der Grösse seines Untersuchungsgebietes leicht zu verzeihen.

Die neueren Untersuchungen im Flysch der übrigen Schweiz und in unsern Nachbargebieten (vgl. p. 69ff.) haben zur hier dargestellten Neuuntersuchung Anlass gegeben. Diese erfolgte im Rahmen weiterer ähnlicher, teils bereits abgeschlossener (Lit. 98, 99, 12, 31), teils vor ihrem Abschluss stehender, vom geologischen Institut der Universität Basel aus unter der Leitung von Prof. L. Vonderschmitt ausgeführter Arbeiten von H. Schaub, M. Furrer, F. Bentz, A. Holliger und W. Gigon. Ein Teil der bei diesen Untersuchungen aufgenommenen geologischen Karten soll zusammen mit der unsrigen (Taf. V) als Blatt Giswilerstock des Geologischen Atlas der Schweiz veröffentlicht werden.

Unser Untersuchungsgebiet umfasst folgende tektonische Einheiten (vgl. Fig. 1):

1. Schrattenfluh (Niederhorn-Decke = Helvetische Randkette der Zentralschweiz), aus Unt. Kreide und Mittel- bis Obereocaen bestehend.
2. Habkern-Mulde.
   a) Habkern-Zone; Obereocaenflysch mit Einschlüssen von Oberkreidekalk.
   b) Schlieren-Zone. Oberste Kreide bis Mitteleocaen.
3. Eocaen der Brienzergratkette (Obereocaen der Drusberg-Decke).

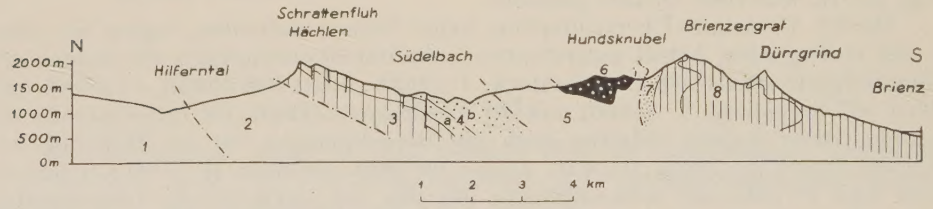


Fig. 1. Profil durch den Alpenrand im Schrattenfluhgebiet. Subalpine Zone: 1 Subalpine Molasse, 2 subalpiner Flysch; Niederhorn-Decke: 3 Kreide, 4a Eocaen, 4b Südelbach-Serie (ist wahrscheinlich als besondere tektonische Einheit zu betrachten, vgl. p. 57ff.); Habkern-Mulde: 5 Habkern-Zone (südhelvetisches Obereocaen), 6 Schlieren-Zone (ultrahelvetisch-?penninisch, Maestrichtien-Paleocaen); Brienzergratkette (Drusberg-Decke): 7 Eocaen, 8 Kreide.

Bei der ersten dieser Ableitungen ist in unserer Beschreibung ein stratigraphischer und ein tektonischer Teil unterschieden worden, während es uns für die Habkern-Mulde bei den komplizierten tektonischen Verhältnissen angebracht schien, unsere Ansichten über die Tektonik in die detaillierte, vorwiegend stratigraphisch orientierte Beschreibung der einzelnen Aufschlüsse einzuflechten und am Schluss zusammenfassend zu betrachten.

Die grosse Verbreitung der Moränenablagerungen und die besonderen hydrologischen Verhältnisse veranlassten uns, dem Kapitel über das Quartär einen besondern Platz einzuräumen.

Für die Flyschgesteine war in erster Linie eine stratigraphische Untersuchung notwendig, die sich auf Vorkommen charakteristischer Fossilien, besonders von Foraminiferen stützen konnte. Unsere Arbeit bestand also zu einem wesentlichen

Teil im Aufsammeln und Untersuchen dieser Faunen. Neben ca. 300 Dünnschliffen lagen uns dazu isolierte Foraminiferen in über 2500 Individuen vor, die teils direkt im Felde, teils aus Schlämmproben hatten gesammelt werden können. Wir hoffen, dass es später möglich sein werde, unser für alpine Verhältnisse reiches Material zu bearbeiten und zu beschreiben und mit den Faunen der typischen ausseralpinen Profile zu vergleichen.

DIE SCHRATTENFLUH.

Stratigraphie.

Die zur helvetischen Niederhorn-Teildecke gehörende Schrattenfluh besteht ausschliesslich aus Unterkreide und Eocaen. Diese beiden Formationen mit ihren Unterabteilungen sind im stratigraphischen Profil Fig. 2 dargestellt.

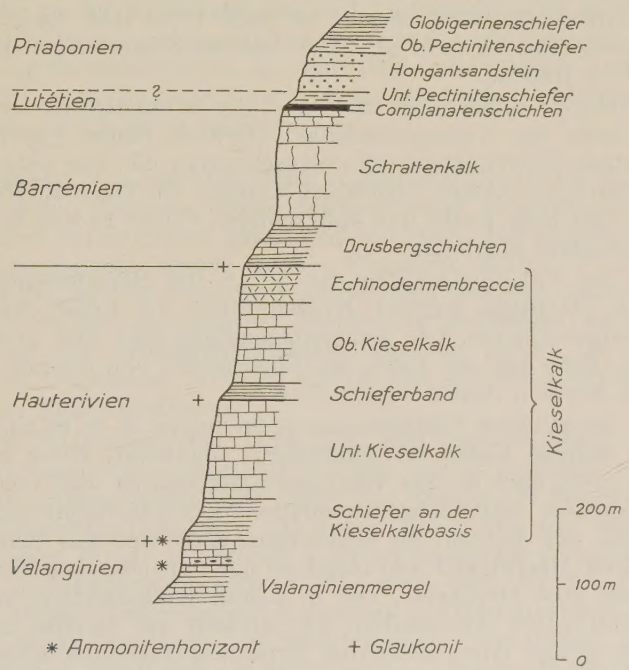


Fig. 2. Die Sedimentserie der Schrattenfluh (Niederhorn-Decke). Maßstab 1 : 10000.

Während im folgenden Abschnitt über die Stratigraphie der Kreide nur die wichtigsten Resultate kurz dargestellt sind, ist das Eocaen ausführlicher behandelt worden, namentlich um mit den z. T. gleichaltrigen Sedimenten der Habkern-Mulde verglichen werden zu können.

Die ausgezeichnet aufgeschlossenen und zumeist leicht zugänglichen Kreideprofile im NW-Abfall der Alpenrandkette zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee sind in letzter Zeit nur zu einem kleinen Teil von H. Haus (Lit. 39) und W. Schneeberger (Lit. 79) beschrieben worden. Eine umfassende, vergleichend-stratigraphische Untersuchung all dieser Aufschlüsse wäre heute recht wünschenswert.

UNTERE KREIDE.

Die **Valanginienmergel** bilden die Basis der Kreideserie der Randkette. Ihre Untergrenze ist tektonisch bedingt: als mergelig-schiefrige Masse, z. T. ausgequetscht, z. T. in Form von Wülsten angehäuft, sind sie über den jüngeren subalpinen Flysch überschoben. Von diesem sind sie nur schwer abzutrennen. R. Schider (Lit. 76 und 105) hat die Anwesenheit von Valanginienmergeln nicht erkannt und hat alle Vorkommen zum Flysch gerechnet. Bei seiner Untersuchung des subalpinen Flyschs nördlich der Schrattenfluh hat M. Furrer (Lit. 31) die beiden Schichtgruppen überall klar voneinander zu trennen vermocht. Seine Resultate haben wir in Tafel V übernommen.

Der **Valanginienkalk** ist gleich ausgebildet wie im benachbarten Hohgantgebiet (vgl. Lit. 39, p. 59). Hier beträgt seine Mächtigkeit 30—40 m, an der Rothenfluh, östlich Kemmeriboden (Lit. 39, p. 60) 60—80 m; oberhalb Heftisalzboden finden wir 35—45 m und am Bärselikopf ca. 50 m. Weiter im E nimmt sie rasch ab. Bei Bäregg, nordöstlich Flühli beträgt sie noch 15 m (Lit. 29, p. 42), während wir am Schimberg (Lit. 68, p. 6) ca. 13 m und am Klimsenhorn (Lit. 21, p. 731) nur noch 7—10 m finden.

Wie am Hohgant bildet auch im Gebiet der Schrattenfluh ein Ammonitenhorizont die Basis des Valanginienkalks. Darüber folgen regelmässige, etwa dezimetermächtige Kalkbänklein mit Silexschnüren, die von teils dichten, teils sandigen und spätigen Kalken überlagert werden. Im Dach finden wir glaukonitische Bänke und helle Kalke und Kalkschiefer, welche zu den Schiefern an der Basis des Kieselkalkes überleiten.

Die Basis des Valanginienkalkes ist östlich des Bärselikopfes (vgl. Fig. 5) auf Q. 1340 des Bächleins nördlich Kurzenhütten, am Fusse einer über 40 m hohen Fluh, aufgeschlossen. Die Valanginienmergel sind hier grösstenteils von Schutt bedeckt, doch sind sie durch das Vorkommen von dünnen Kalkbänklein in den dunklen Mergeln deutlich erkennbar.

Über den eigentlichen Valanginienmergeln folgen 5—6 m ruppige, dunkle, spätige, etwas sandige Kalke mit spärlichem Glaukonit. Diese Kalke rechnet Haus (Lit. 39, p. 60) noch zu den Valanginienmergeln. Er lässt den Valanginienkalk mit dem darüber befindlichen ammonitenreichen Horizont beginnen. Dieser Horizont besteht aus dichtem bis schiefrigem Kalk und aus Kalkschiefer von kaum einem Meter Mächtigkeit und bildet infolge seiner starken Verwitterbarkeit in der Felswand eine Hohlkehle. Die in diesen Kalkschiefern vorgefundenen, kleinen, flachgedrückten Ammoniten, die offenbar zur Familie der *Hoplitidae* gehören, lassen infolge ihres schlechten Erhaltungszustandes keine nähere Bestimmung zu. Im Dünnschliff zeigen die Kalkschiefer neben zahlreichen Spongienresten und Radiolarien *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Fil.) (= *Calpionella carpathica* auct.).

Den gleichen ammonitenführenden Horizont finden wir auch weiter westlich, auf Q. 1350 des Weges, der vom Hefti-Salzboden nach P. 1702 des Thoregg-Grates führt. Die Valanginienmergel bilden an dieser Stelle den Kern eines kleinen Gewölbes, das eine Verdoppelung des Valanginienkalkes bedingt. Auch hier fanden sich Ammonitenabdrücke.

Südlich Hefti–Schafweidli befindet sich die Grenze zwischen Valanginienmergeln und Valanginienkalk auf Q. 1680. Der ammonitenreiche Horizont an der Basis des Valanginienkalks fehlt. Über 10—12 m spätigen Kalken folgen 20—30 m regelmässig gebankte Kalke mit Silexeinlagerungen. Die darüber befindlichen

glaukonitischen Kalke und hellen Kalkschiefer im Dach des Valanginienkalks sind ca. 6 m mächtig.

Diese glaukonitreichen, sandigen Kalke sind auch bei P. 1430 nördlich des Bärselikopfs als ca. 50 cm mächtige Bänke aufgeschlossen. Sie wechsellagern mit ca. 1 m mächtigen kalkigen Schiefern, welche zahlreiche flachgedrückte Hoplitiden enthalten.

Ob wir diese Schichten mit R. Schider (Lit. 76, p. 2) zu den „Gämsmättlischichten" rechnen dürfen, oder ob sie einem höheren Niveau, im Übergangsgebiet vom Valanginien zum Hauterivien, angehören, lässt sich beim heutigen Stand der Untersuchungen nicht entscheiden (vgl. auch Lit. 39, p. 64). Die faziellen Verhältnisse in diesen Schichten haben wohl nur lokale Bedeutung und dürften für eine regionale Gliederung wohl kaum von Belang sein. Gut bestimmbare Fossilien, welche allein eine Einordnung in das allgemeine stratigraphische Schema erlauben, sind in unserm Gebiet bis jetzt leider noch nicht gefunden worden.

Die **Schiefer an der Kieselkalkbasis** sind tektonisch meist stark beansprucht. Infolge von Anhäufungen und Ausquetschungen treten uns diese hell anwitternden, unten vorwiegend dünnschichtigen, im obern Teil mehr kalkigen und dickbankigen Gesteine von Ort zu Ort in recht verschiedener Mächtigkeit entgegen. Wir können sie mit Schider auf ca. 30 m schätzen.

Der **Kieselkalk,** eine mächtige Serie regelmässig gebankter Kalke von 5 bis 60 cm Dicke, denen meistens dünne Schieferbänder zwischengelagert sind, die in einem Horizont vorherrschen, geht in seinem obern Teil in eine oft recht glaukonitreiche Echinodermenbreccie (den „Vitznauer Kalk" F. J. Kaufmanns) über. Diese wird meist von einem Grünsandniveau, den sog. „Altmannschichten" überlagert, auf welche mit scharfer Grenze die mergeligen untern Drusbergschichten folgen. Die „Altmannschichten" sind im Gebiet der Schrattenfluh nirgends typisch ausgebildet, weshalb wir sie hier mit der Echinodermenbreccie des Kieselkalkes zusammenfassen.

Schon F. J. Kaufmann (Lit. 51, p. 528_{23} und Tafel 16, Fig. 3) hat innerhalb des Kieselkalks einen Schieferhorizont gekannt, mittels welchem wir einen „Untern" von einem „Obern Kieselkalk" abtrennen können. H. Haus (Lit. 39, p. 68) und W. Schneeberger (Lit. 79, p. 31) haben diesen Horizont wieder gefunden und als „Schieniges Band" bezeichnet. Eine im Liegenden dieses Schieferbandes vorkommende Echinodermenbreccie stellt Haus als „Untere Echinodermenbreccie" der „Obern", eigentlichen Kieselkalk-Echinodermenbreccie gegenüber. Die hie und da an der Basis des Schieferbandes vorhandene glaukonitreiche Schicht parallelisiert er mit den „Schifflischichten" Goldschmids (Lit. 34, p. 138/39). Die „Untere Echinodermenbreccie" mit ihrem hangenden Schieferzug lässt sich am ganzen NW-Abfall der Schrattenfluh als Steilkante mit darüber folgender sanfter Böschung verfolgen. Diese Steilkante ist jedoch weniger deutlich ausgeprägt als diejenige, welche von der „Obern Echinodermenbreccie" unter den Drusbergschichten gebildet wird.

Ob den Unterabteilungen des Kieselkalks, deren Mächtigkeit von Ort zu Ort stark wechselt, höhere stratigraphische Bedeutung zuerkannt werden kann, oder ob sie nur lokal ausgebildet sind, kann nur durch regionale stratigraphische Untersuchungen entschieden werden.

Die Mächtigkeit des Kieselkalks beträgt im Gebiet zwischen Ax und Schybegütsch ca. 300 m.

Davon entfallen

ca. 130 m auf den „Untern Kieselkalk",
ca. 20 m auf das Schieferband,
ca. 100 m auf den „Obern Kieselkalk",
ca. 50 m auf die Echinodermenbreccie.

Am Weg, der von der Vorderen Betenalp zum Heidenloch führt, beobachten wir ein zweimaliges Vorkommen des Schieferbandes, bei Q. 1720 und 1780. Die glaukonit- und echinodermenreichen Breccien im Liegenden des Schieferbandes sind hier besonders gut entwickelt. Der „Obere Kieselkalk" fehlt fast gänzlich und über dem obern der beiden Schieferbänder folgt fast unmittelbar die recht mächtige „Obere Echinodermenbreccie". Wahrscheinlich sind dies Komplikationen tektonischer Natur, die auf Längsbrüche oder schräge Längsbrüche (vgl. Tafel V und Fig. 6, Profil 1 und 2) zurückzuführen sind. Die Brüche selbst konnten im Felde nicht sicher festgestellt werden. Ihre östliche Fortsetzung ist jedoch im Kar von Thor deutlich erkennbar: Der gesamte Kieselkalk erscheint dort infolge tektonischer Reduktion nur 70—80 m mächtig.

Im Dünnschliff zeigt der Kieselkalk in seinen obern Lagen neben vielen Spongienresten und Echinodermengittern zahlreiche, nicht näher bestimmbare Kleinforaminiferen, besonders Textulariden, ferner Bryozoenreste und Bruchstücke von Lamellibranchierschalen. Die Echinodermenbreccie enthält bis über 50% Echinodermenreste, ferner aufgearbeitete Gesteinsbrocken aus den liegenden Teilen des Kieselkalkes und, in ihrem obern Teil, bis über 20% Glaukonit.

Die **Drusbergschichten** beginnen mit einer weichen, dünnbankigen, meist etwas glaukonitischen Kalkschieferzone von ca. 20 m Mächtigkeit. Häufig treten darüber, bis über 15 m mächtig, kalkige Bänke auf, die oft recht schrattenkalkähnlich aussehen. Die folgenden 15 m sind wieder stark schieferig ausgebildet. Ca. 50 m über ihrer Basis gehen die Drusbergschichten allmählich in den Schrattenkalk über. Die Grenze zwischen Drusbergschichten und Schrattenkalk wird am besten oberhalb einer Schicht gelegt, welche häufig *Toxaster (Miotoxaster) collegnii* Sism. führt. Sie entspricht den Grenzschichten F. J. Kaufmanns und H. J. Fichters (Lit. 51, p. 96, Lit. 28, p. 35).

Am Grat zwischen Ax und Schybegütsch fanden wir ein Exemplar von *Toxaster collegnii* zusammen mit einem Gastropodensteinkern. In der gleichen stratigraphischen Lage kommt dies Fossil ca. 150 m südwestlich des Hengst recht häufig vor. Eine grosse Anzahl von Exemplaren fanden wir auch bei P. 1898,1 südwestlich des Strick und bei P. 1756 nordwestlich Gummen.

Dünnschliffe aus den Kalken im mittleren Teil der Drusbergschichten enthalten Schalenreste von Dentalium und eine Kleinforaminiferenfauna mit spärlichen Resten von Rotaliden, Textulariden, Milioliden *(Pyrgo, Triloculina)*, *Glomospira*, *Ammobaculites*. Die Foraminiferenschalen sind meist stark pyritisiert und die Fauna gleicht derjenigen, welche W. Schneeberger (Lit. 79, p. 15–22) aus den Valanginienmergeln des Juststals beschrieben hat. Im obern Teil enthalten die Drusbergschichten westlich Schneebergli wie im Hohgantgebiet (Lit. 39, p. 70) schon Orbitolinen (*Orbitolina* cf. *conulus* Douvillé).

Der **Untere Schrattenkalk** ist am Schybegütsch ca. 140 m mächtig. Seine Basis besteht aus bräunlichen, vorwiegend dichten, oft etwas sandigen oder spätigen Kalken. Die meist recht mächtigen Bänke im untern Teil erreichen 5—6 m Dicke und sind oft von grösseren Höhlen durchsetzt, so z. B. westlich des Schybegütsch (Schybeloch), südlich P. 1980 südlich Matten und an der Nordwand des

Hengst. Im gleichen Niveau liegt der untere Teil der Beatushöhlen am Thunersee (vgl. Lit. 43).

Einem höheren Niveau gehört die Hauptmasse des Schrattenkalks an, die nordwestlich Silwängen das Karrenfeld der Schrattenfluh bildet. Die hell anwitternden Kalke führen hier stellenweise massenhaft Requienien.

In den obersten vorhandenen Schrattenkalkschichten kommen häufig sandigere Kalke mit zahlreichen Orbitolinen vor. Wir finden sie z. B. bei Schneebergli, bei Q. 1340 westlich Enzihütten und im Liegenden des Complanatenkalks bei Hirsegg. Ferner bilden sie im beinahe vegetationslosen Karrenfeld der Schrattenfluh „Inseln", auf denen ein ansehnlicher Graswuchs möglich ist (z. B. auf Q. 1800—1810, ca. 500 m westlich Schlund, Koord. 600,25/186,125). Diese Schichten vertreten möglicherweise die am Pilatus vorhandenen, mergelig ausgebildeten Untern Orbitolinaschichten. Eines dieser Gesteine von Q. 1090 am Weg von Hirsegg nach Blümlisalpweidli enthält: *Lagena*, Textulariden, Milioliden, *Glomospira*, *Orbitolina (O. conulus* Douvillé), *Orbitolinopsis*, *Salpingoporella mühlbergi* Lorenz.

Der Obere Schrattenkalk und die jüngeren Kreidestufen fehlen in der ganzen Niederhorn-Decke. Das Lutétien transgrediert direkt über den Untern Schrattenkalk.

EOCAEN.

Das Alttertiär unseres Untersuchungsgebietes ist von F. J. Kaufmann (Lit. 49, p. 158ff. und Lit. 51, p. 538ff.) folgendermassen unterteilt und datiert worden:

1. Pilatusschichten	Mitteleocaen	
Unt. Quarzsandstein		Parisien (Lutétien)
Complanatenkalk		
Pectinidenschiefer		Bartonien
Ob. Quarzsandstein (Hohgantsandstein)		
2. Rigischichten (Unt. Flysch) (Stadschiefer, Leimernschichten, Wildflysch i. a.)		Obereocaen = Priabonien
3. Silvanschichten (Ob. Flysch) (= Obwaldnerschichten)		

Diese Schichtfolge, welche Kaufmann noch ganz als normale stratigraphische Serie betrachtet hatte, ist, seitdem die Deckenlehre allgemein anerkannt wird, in verschiedene tektonische Stockwerke unterteilt worden (vgl. p. 69ff.). Nach den Untersuchungen von P. Beck, J. Boussac, R. Schider und H. Mollet verbleiben beim helvetischen Eocaen der Niederhorn-Decke ausser den Pilatusschichten nur der unterste Teil der Rigischichten Kaufmanns, die Globigerinen- oder Stadschiefer. Der Rest wurde zum exotischen Flysch der Habkern-Mulde gerechnet. Wie wir im folgenden (p. 57ff.) zeigen werden, neigen wir dazu, auch einen grossen Teil der Globigerinenschiefer als höhere tektonische Einheit vom liegenden Obereocaen abzutrennen.

Die Altersangaben Kaufmanns sind von den spätern Bearbeitern übernommen worden, mit Ausnahme des Bartonien, welches durch Boussacs Auversien

ersetzt worden ist. Seitdem in neuerer Zeit die Bezeichnung Auversien aufgegeben worden ist, herrscht in der Frage der Grenzziehung zwischen Lutétien und Priabonien eine gewisse Unsicherheit. Namentlich innerhalb der Hohgantschichten, die von den Complanatenschichten zu den Globigerinenschiefern überleiten, ist diese Grenze unbestimmt (vgl. p. 48).

Der weiter im E mehrere Meter mächtig entwickelte Untere Quarzsandstein ist in unserm Untersuchungsgebiet nur lokal (z. B. an der Grossen Emme) typisch entwickelt. Wir haben ihn daher auf p. 12ff. mit den Complanatenschichten zusammengefasst. Die Complanatenschichten, die lokal glaukonitisch-schieferig ausgebildet sind (vgl. p. 47) zeigen zu den Hohgantschiefern (Unt. Pectinitenschiefer) eine nahe facielle Verwandtschaft.

Als Hohgantschichten fassen wir Hohgantsandstein und Pectinitenschiefer zusammen. Es hat sich gezeigt, dass der Hohgantsandstein, der in der grossen Emme noch ähnlich ausgebildet ist, wie am Hohgant gegen die Waldemme hin zu einem grossen Teil auskeilt und in Pectinidenschiefer übergeht.

Wir kommen somit für das Eocaen unseres Untersuchungsgebietes zur folgenden Unterteilung:

1. Complanatenschichten s. l.	Ob. Lutétien
Unt. Quarzsandstein (nur lokal zu unterscheiden)	
Complanatenschichten s. s.	
2. Hohgantschichten	
Unt. Pectinitenschiefer (Hohgantschiefer)	
Hohgantsandstein	
Ob. Pectinitenschiefer	
3. Globigerinenschiefer	Priabonien

Priabone Gesteine, welche gleich ausgebildet sind, wie die Globigerinenschiefer, finden wir auch im Innern der Habkern-Mulde (p. 73ff.), besonders im obern Schöniseibach (oberhalb Laubersmädli) und im Gebiet von Käsboden—Arniberg. Sie sind nur durch ihre tektonische Lage von den Globigerinenschiefern am SE-Fuss der Schrattenfluh zu unterscheiden.

In diesem Kapitel sind zuerst die älteren Eocaenschichten, dann, in einem zweiten Teil, die Globigerinenschiefer behandelt. Jedem dieser beiden Abschnitte ist ein durchgehendes Profil vorangestellt, dem eine Beschreibung der einzelnen Schichtglieder folgt.

Die Aufschlüsse im Eocaen sind im westlichen Schrattenfluhgebiet im wesentlichen auf die tiefer gelegenen Gegenden beschränkt. Die eocaene Bedeckung des Schrattenkalks ist im SW fast ganz an spitze leere Winkel widersinnig fallender Längsbrüche (Lit. 66, p. 25) geknüpft. Gegen NE gewinnt das Eocaen mit dem östlichen Axialgefälle an Raum, um hier, zwar weiterhin durch Längs- und Querbrüche in einzelne Schollen zerlegt, grössere Flächen einzunehmen. Die Verwerfungen durchsetzen die bei der starken Bewachsung dieser durchlässigen Horizonte ohnehin spärlich aufgeschlossenen Profile und verhindern damit meistens ein eingehendes Studium dieser ihres raschen Facieswechsels wegen interessanten Schichten.

1. Complanaten- und Hohgantschichten

(Pilatusschichten F. J. Kaufmanns.)

a) **Aufschluss östlich Hinter Hübeli** (Grosse Emme) (vgl. Fig. 3).

Der beste Aufschluss, der als einziger im Untersuchungsgebiet ein zusammenhängendes Profil durch den untern Teil des helvetischen Eocaens bietet, findet sich in der Grossen Emme und im Schöniseibach östlich Hinter Hübeli. Er ist schon von Boussac (Lit. 16, p. 448), Schider (Lit. 76, p. 5) und Haus (Lit. 38, p. 539) beschrieben worden.

Der Schrattenkalk, der hier im Norden durch die Küblisbühlverwerfung begrenzt ist (vgl. Tafel V), wird von der Emme in einer engen Klamm durchbrochen. Weiter oben wird er von den Complanatenschichten überlagert, auf deren nahezu horizontal liegenden Schichtplatten der Fluss in seiner ganzen Breite ruhig dahinfliesst, nachdem er weiter oben den Hohgantsandstein in drei Wasserfällen übersprungen hat. In diesem Profil finden wir von unten nach oben:

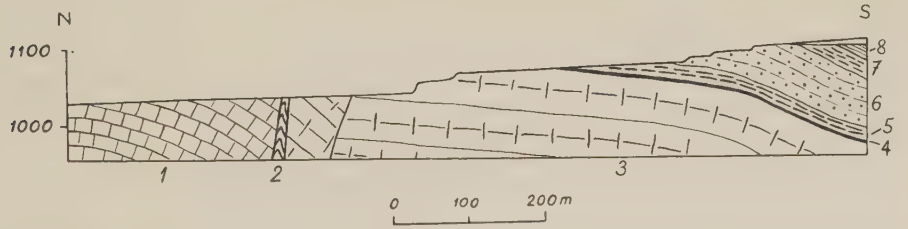


Fig. 3. Profil der Grossen Emme östlich Hinter Hübeli. Maßstab 1 : 10000.
1 Kieselkalk (Hauterivien), 2 verschleppte Drusbergschichten, 3 Schrattenkalk (Urgonien), 4 Complanatenschichten (Lutétien), 5 Untere Pectinitenschiefer, 6 Hohgantsandstein, 7 Obere Pectinitenschiefer, 8 Globigerinenschiefer (Priabonien).

1. **Unterer Quarzsandstein.** Über Schrattenkalk transgredierender, quarzreicher, vorwiegend grobkörniger, gelbbrauner bis braungrauer Sandstein von etwas über 1 m Mächtigkeit. Im Dünnschliff zeigt er in kalkigem Bindemittel über 90% gut gerollte Quarzkörner von max. 3,5 mm Durchmesser, spärliche Sedimenttrümmer und Resten von Lamellibranchiern. Andere Fossilien fehlen, doch stösst man im Gestein hie und da auf Hohlräume, die von herausgewitterten Nummulitenschalen her stammen.

2. **Complanatenschichten** (= Complanatenkalk Kaufmanns, vgl. auch p. 46). Über dem fossilarmen Untern Quarzsandstein finden wir Schichten, die von A- und B-Formen von *Nummulites millecaput* Boubée und von Discocyclinen erfüllt sind. Das Gestein besteht bis zu 70% aus diesen Foraminiferen, während in den übrigen 30% der Quarz vor dem kalkigen Bindemittel vorherrscht. Es ist als „sandiger Kalk" oder, wegen der eckigen, meist gelbbraun gefärbten Quarzkörner und wegen der Kohlenreste als „Grit" zu bezeichnen. Lokal finden sich im obern Teil der Complanatenschichten mergeligere Lagen, die neben vereinzelten *Nummulites millecaput* Boubée besonders reich an grossen Discocyclinen (*Disc.* cf. *discus* Rüt.) sind. Die Complanatenschichten sind 1,5 bis 2 m mächtig und bilden auf ca. 50 m Länge das hier stark verbreiterte Bachbett. Über ihnen folgen:

3. **Untere Pectinitenschiefer** (Hohgantschiefer). Diese beginnen mit einer glaukonitischen, sandigen Bank von ca. 2 m Mächtigkeit und gehen dann in

typische Pectinitenschiefer über, wie sie J. Boussac zutreffend als „schistes gréseux à patine fauve" bezeichnet hat.

Die glaukonitreiche Bank enthält 60—70% Quarz (vorwiegend gut gerundete Körner von max. 2 mm Durchmesser), 20—25% Glaukonit, oft von feinen Pyritkörnern umgeben und von feinen, diffus verteilten kohligen Partikeln durchsetzten calcitischen Zement, daneben vereinzelte Nummuliten, Discocyclinen, Rotaliden und Echinodermentrümmer.

Über den glaukonitischen Schichten enthalten die Schiefer am rechten Emmeufer einzelne Lithothamnien, knäuelig aufgewundene Serpuliden, grosse Nodosarien und *Nummulites sp.*, daneben mehrere Arten von Lamellibranchiern. Die Gesamtmächtigkeit der Pectinitenschiefer beträgt 15—20 m.

4. **Hohgantsandstein.** Der dichte fein- bis zuckerkörnige Sandstein ist durch schieferige Zwischenlagen in drei Abteilungen getrennt, welche in der Grossen Emme und im Schöniseibach in den Wasserfällen die Bildung von je drei Stufen verursachen. Die Mächtigkeit des Hohgantsandsteins dürfte hier 45—50 m betragen. Den Übergang vom Hohgantsandstein zu den Globigerinenschiefern (Stadschiefern) bilden die

5. **Obere Pectinitenschiefer,** deren lithologische Ausbildung den untern Pectinitenschiefern und den Schieferlagen innerhalb des Hohgantsandsteins entspricht. Sie sind im Schöniseibach zwischen dem Weglein, das von Vord. Schönisei nach Küblisbühl führt und Q. 1130 des Baches aufgeschlossen.

b) **Übrige Aufschlüsse** (von West nach Ost).

1. Unterer Quarzsandstein und Complanatenschichten.

Nach F. J. Kaufmann (Lit. 51, p. 541) keilt der Untere Quarzsandstein westlich des Schimbergs aus. R. Schider (Lit. 76, p. 6) verfolgte ihn nach einer Lücke zwischen Schimberg und Grön bis südlich des Böli, fand ihn aber bei Keiserschwand nur lückenhaft, bei Schneeberg und Hinter Hübeli gar nicht entwickelt. Wie jedoch aus dem weiter oben dargestellten Profil hervorgeht, ist er am letzteren Orte als fossilarmer Sandstein im Liegenden der Complanatenschichten vorhanden. Bei Schneebergli und Hirsegg jedoch fehlt der Untere Quarzsandstein tatsächlich; denn sandige Schichten mit *N. millecaput,* die wir als Äquivalent der Complanatenschichten auffassen müssen, liegen direkt auf Schrattenkalk. Diese Verhältnisse und die Tatsache, dass die Complanatenkalke seitlich in stark sandige und zum Teil fossilarme Gesteine übergehen, deuten auf nahe facielle Verwandtschaft von Unterm Quarzsandstein und Complanatenschichten s. s., welche die Möglichkeit und den Wert einer Trennung der beiden Gesteine in Frage stellt. Wir haben sie deshalb auf der Karte zusammengefasst und werden sie auch im folgenden zusammen behandeln und werden unter Complanatenschichten s. l., im Gegensatz zum Complanatenkalk der bisherigen Autoren, auch sandige und fossilarme Schichtglieder verstehen.

Östlich Schneebergli ist die Basis der Complanatenschichten ca. 50 m oberhalb Q. 1240 der Salwidelistrasse aufgeschlossen. Ein Äquivalent des fossilarmen Untern Quarzsandsteins fehlt, und die sandig ausgebildeten Complanatenschichten kommen direkt auf den Schrattenkalk zu liegen. Sie sind recht quarzreich (35—40% Quarz, Durchmesser der Körner max. 1,5 mm) und enthalten im calcitischen Zement neben reichlich vorhandenen A- und B-Formen von *Nummulites millecaput* Boubée *Nummulites* sp., *Discocyclina* cf. *discus* Rüt., *Discocyclina* sp., Rotaliden, Reste von Lithothamnien und *Dentalium.*

Das Hangende der Complanatenschichten ist hier nicht mehr aufgeschlossen. Bei Q. 1250 des Weges, der von Schneebergli nach Unt. Imbergli führt, finden wir glaukonitische Schiefer, die entweder den Untern Pectinitenschiefern entsprechen oder als Einlagerungen in den Complanatenschichten aufzufassen sind.

In der Gegend von Silwängen sind die Complanatenschichten als 6—8 m mächtiger Sandkalk entwickelt. Der Quarzgehalt ist hier grösser als bei Schneebergli, die Fauna ist jedoch die gleiche, nur dass *Nummulites millecaput* viel weniger häufig ist.

Ein schöner Aufschluss der Complanatenschichten findet sich bei Q. 1400 des Weges von Ruchweid nach Stächelegg. Hier wird der Schrattenkalk von ca. 2 m mächtigem Unterem Quarzsandstein überlagert, auf welchen ca. 1 m mächtige, stark glaukonitische, sandige Schiefer folgen, welche der glaukonitischen Basis der Untern Pectinitenschiefer in der Grossen Emme gleichen. Es folgen aber darüber ca. 4 m typische, stark sandige Complanatenschichten mit *Nummulites millecaput* Boubée.

Complanatenkalk finden wir wenig ausserhalb des Untersuchungsgebietes bei Hirsegg auf Q. 1180 des Weges, der nach Blümlisalpweidli führt. Der Untere Quarzsandstein fehlt hier. Der Complanatenkalk transgrediert direkt über Schrattenkalk oder beginnt wie bei Q. 1090 des oben erwähnten Wegleins mit glaukonitisch-sandigen Schiefern, welche den von nördlich Ruchweid beschriebenen entsprechen dürften.

Der Complanatenkalk ist hier vorwiegend aus Organismenresten aufgebaut. Er ist recht quarzarm (5% Quarz, max. Korngrösse 2 mm). Der calcitische Zement enthält spärliche Glaukonitkörner. Über 80% des Gesteins wird von Foraminiferen gebildet: A- und B-Formen von *Nummulites millecaput* Boubée, *Nummulites* sp., *Discocyclina* cf. *discus* Rüt., *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp., *Operculina* sp., Rotaliden.

Am Weg von Hirsegg nach Keiserschwand sind die Complanatenschichten im Gegensatz zum Hirsegg von Quarzsandstein unterlagert. Sie erreichen insgesamt eine Mächtigkeit von über 12 m, wovon etwa die Hälfte auf den Quarzsandstein fällt.

Merkwürdig sind zwei isolierte Vorkommen von Sandsteinen im obern Teil des Karrenfeldes der Schrattenfluh. Südlich des Hächlengipfels liegen auf Q. 1900 im Schutt einige Bruchstücke von Quarzsandstein. Ein grösseres zusammenhängendes Vorkommen fand sich bei P. 1898,1 östlich des Stricks in Form von gelb anwitterndem Quarzsandstein. Zu diesem Vorkommen sind wohl auch die Blöcke von Quarzsandstein zu rechnen, welche B. Studer (Lit. 85, p. 103) in den 1820er Jahren am Schybegütsch beobachtet hat. Diese Sandsteine, die am ehesten dem Untern Quarzsandstein zuzurechnen sind, transgredieren über besonders tiefe Lagen des Schrattenkalks. Es dürfte sich bei ihnen um Ausfüllungen von Karstlöchern handeln, die während der Festlandsperiode vor der Oberlutétien-Transgression entstanden wären. Ähnliche fossile Karstlandschaften wie die, von denen diese Bildungen zeugen dürften, hat kürzlich E. A. Ritter (Lit. 73, p. 5) von der Schlafegg bei Frutigen beschrieben.

2. Hohgantschichten.

Die Unterscheidung von Unterem Quarzsandstein und Hohgantsandstein ist im Felde in den meist schlechten Aufschlüssen schwierig. Die Natur des ersteren erkennen wir an seiner geringen Mächtigkeit und an der Überlagerung durch die Complanatenschichten. Zum Nachweis des letzteren können wir nur die grössere Mächtigkeit als Argument heranziehen, während die lithologische Beschaffenheit

kaum ein sicheres Kriterium abgeben dürfte. Als lithologisches Unterscheidungsmerkmal könnte höchstens die hellere Farbe und das feinere, verzahnte Korn des Hohgantsandsteins gelten.

Ausser dem oben (p. 46) beschriebenen Vorkommen östlich Hinter Hübeli, das sich gegen E bis Küblisbühlegg fortsetzt, möchten wir dem Hohgantsandstein nur zwei grössere Komplexe zurechnen.

Der eine liegt westlich Knubelsweidli im Norden der Küblisbühl-Verwerfung. Der andere zieht sich südlich der Ax-Unterschlag-Verwerfung von der Gegend nördlich Wysstannen zum südlich Ruchweid gelegenen Wald, um nördlich der Verwerfung in der Gegend nördlich und nordöstlich Ruchweid wieder aufzutreten. Noch weiter nach Norden vorgeschoben ist ein weiterer Komplex, der auf dem langgestreckten Hügelzug der Stächelegg spärlich, im Bach westlich Stächelegg aber sehr gut aufgeschlossen ist.

Die Vorkommen von Pectinitenschiefer hingegen sind am Südhang der Schrattenfluh recht häufig. Obere und Untere Pectinitenschiefer können nur selten unterschieden werden, da ihre Beziehungen zum zwischengelagerten Hohgantsandstein meist unklar sind. Die Untern Pectinitenschiefer scheinen jedoch weiter verbreitet zu sein als die Obern. Ihrer petrographischen Natur entsprechend sind die Pectinitenschiefer, in welchen die Bäche keine Erosionsschluchten gebildet haben, nur in kleinen Ausbissen schlecht aufgeschlossen.

Zu den Untern Pectinitenschiefern ist wenig ausserhalb des Untersuchungsgebietes ein Vorkommen auf Q. 1400 nördlich Bursteggstall (ca. 450 m WNW Hirsegg) zu rechnen. Die sandigen, braungelben Schiefer enthalten hier, wie an der Grossen Emme, Schalen von Lamellibranchiaten. Sie sind von hellem, feinkörnigem Hohgantsandstein überlagert. Im Gebiet von Hirsegg sind die Pectinitenschiefer östlich Ahornli und westlich P. 1060 an der Strasse nach Flühli, aufgeschlossen. Sie durchsetzen hier, ähnlich wie westlich Stechelegg und im Südelbach oberhalb Hirseggbrugg (Lit. 16, Fig. 144, p. 450), den Hohgantsandstein, der geringere Mächtigkeit und geringeren Quarzgehalt aufweist als an der Grossen Emme.

Wie wir weiter oben (p. 44) erwähnt haben, ist das Alter des Hohgantsandsteins noch unbestimmt. Es ist eine Aufgabe zukünftiger Forschung, zu untersuchen, wie weit die Sandsteine, die bisher als Hohgantsandstein zusammengefasst worden sind, altersmässig zusammengehören. Ferner sind die Beziehungen des Hohgantsandsteins zu den „Orbitoiden-Lithothamnienschichten" am Hohgant (vgl. Haus, Lit. 39, p. 73) einerseits und zum Lithothamnienkalk der Ralligstöcke (Ralligmarmor) andrerseits noch näher zu untersuchen[1]).

[1]) In einer kürzlich erschienenen vorläufigen Mitteilung (Lit. 81) neigt J. Schumacher dazu, die Glaukonitschichten von Küblibad ins Oberlutétien zu stellen. Wie Mollet (Lit. 67) gezeigt hat, entspricht den Schichten von Küblibad die glaukonitische Basis der Unt. Pectinitenschiefer von Hint. Hübeli. Diese würden demnach auch ins Oberlutétien zu stellen sein. Wie Schumacher, haben auch wir eine starke facielle Ähnlichkeit der Glaukonitschiefer mit den Complanatenschichten beobachten können, so dass diese Altersannahme als wahrscheinlich gelten darf.

In der gleichen Mitteilung hat Schumacher den ganzen Hohgantsandstein ins Priabon gestellt. Dazu ist er veranlasst worden durch Funde von *Heterostegina helvetica* Kaufm. in einer parautochthonen Scholle im Hintergrund des Talkessels von Tagenstal bei Engelberg, in einer Schicht, die er mit der Discocyclinenschicht am Hohgant parallelisiert hat. Tatsächlich sind wir über die vertikale Verbreitung der Heterosteginen-Arten noch im Ungewissen. Eine auf detaillierten mikropaläontologischen Untersuchungen beruhende Definition des Priabons an seinen Typlokalitäten (Vicentinisches Gebiet) fehlt uns einstweilen noch. Die Möglichkeit einer Parallelisierung von Schichten der Niederhorn-Decke mit parautochthonen Elementen, auf welcher Schumachers Datierung des Hohgantsandsteins als Priabonien ebenfalls beruht, ist keinesfalls sichergestellt.

2. Globigerinenschiefer.

Die Globigerinenschiefer gehen durch allmählichen Übergang aus den Obern Pectinitenschiefern hervor. F. J. Kaufmann hat diese teils vorwiegend sandigen, teils mehr kalkigen, meist globigerinenreichen Mergelschiefer mit Gesteinen, die wir heute nicht mehr zur Schichtreihe der Niederhorn-Decke rechnen, als „Untern Flysch" zusammengefasst. Die durchwegs detritische Facies, das unvermutete Auftreten von Sandsteinen, Lithothamnienkalken und Breccien mit kristallinen Komponenten (vgl. p. 56) und von wahrscheinlich submarin gerutschten Paketen, berechtigen bei der starken tektonischen Durchbewegung einzelner Partien dieser Schichten die Bezeichnung „Flysch" durchaus. Die von F. J. Kaufmann und R. Schider gebrauchte Bezeichnung „Globigerinenschiefer", die auch wir übernommen haben, vermag unsere Ansprüche an die Nomenklatur nicht ganz zu befriedigen.

Den Globigerinenschiefern ist in den bisherigen Beschreibungen unseres Untersuchungsgebietes nicht die genügende Beachtung geschenkt worden, da offenbar nur der untere, gut begehbare Teil des Südelbachs besucht worden ist. So erwähnt R. Schider von hier nur „vereinzelte Lithothamnien im Südelbach auf 1120 m". Boussac fand hier eine Linse von Lithothamnienkalk, die er als „sorte de Ralligmarmor" bezeichnet hat (Lit. 16, p. 449, Fig. 142). Diese Kalke scheinen eher mit Kaufmanns „Wängenkalk" (Lit. 49, p. 160ff.) parallelisiert werden zu müssen, als mit dem Ralligmarmor, der wohl eher einen Teil der Hohgantschichten ersetzt (vgl. Lit. 79, p. 65ff.). P. Beck (Lit. 8, p. 37) und W. Schneeberger (Lit. 79, p. 67) haben die Sandsteine und Lithothamnienkalke dieser Schichtreihe als „Bodmiflysch" an die Basis der Globigerinenschiefer gestellt. Wir lassen die Bezeichnung „Bodmiflysch" fallen und setzen für die in den Globigerinenschiefern s. s. eingelagerten Lithothamnienkalke Kaufmanns Bezeichnung „Wängenkalk". Wängenkalk, sandige Bildungen und Globigerinenschiefer s. s. fassen wir als Globigerinenschiefer s. l. zusammen und behalten so einen bereits allgemein eingebürgerten stratigraphischen Begriff bei.

In unserm Untersuchungsgebiet finden wir, wenn wir als ihre südliche Grenze das erste Auftreten von „Wildflysch" mit Linsen von Oberkreidekalk annehmen, die Globigerinenschiefer in folgenden Gebieten aufgeschlossen (vgl. p. 59/60):

Im Südelbach und in allen seinen Nebenbächen oberhalb Hirsegg. Hier liegen in tiefen Schluchten prächtige Profile frei.

Als westliche Fortsetzung folgen die Aufschlüsse im Gebiet von Salwideli - Wagliseiknubel, im Bach östlich Schneeberg, im Bärselbach zwischen Q. 1230 und Q. 1290 und in dessen Nebenbach, der südöstlich Schneebergli mündet, sowie im Schöniseibach zwischen Q. 1130 und Q. 1160.

Weitere Aufschlüsse finden wir, schon recht weit von den nächsten Lutétien-Vorkommen der Schrattenfluh entfernt, in der Waldemme und in ihren linksseitigen Zuflüssen in der Gegend der Rischlisäge. Die westliche Fortsetzung dieser Vorkommen ist im obern Teil des Baches aufgeschlossen, der beim Schulhaus Sörenberg in die Waldemme mündet. Im Liegenden dieses Aufschlusses finden wir im gleichen Bach bei Q. 1300 „exotische" Gesteine der Habkern-Mulde (vgl. p. 58) mit Einschlüssen von Oberkreidekalk. Dies Vorkommen ist dem Vorhandensein grösserer tektonischer Störungen zuzuschreiben.

Gemäss ihrem lithologischen Charakter sind die Aufschlüsse in den Globigerinenschiefern wie diejenigen im Flysch der Habkern-Mulde an Bäche und tiefere Erosionsschluchten gebunden. Sonst ist das Gestein meist von Moräne und Vege-

tation verdeckt und die übrigen kleinen Ausbisse sind wegen der Verwitterung für eine geognostische Deutung meist wenig geeignet.

Querprofil durch das Gebiet des obern Südelbachs.

Das in Fig. 4 dargestellte Profil 1 beginnt im Norden im quer zum Südelbach verlaufenden Nebenbach südlich Enzihütten auf Q. 1260. In seinem weiteren Verlauf folgt es diesem Nebenbach bis zu seiner Mündung in den nördlichen Quellfluss des Südelbachs bei Q. 1220. Jenseits desselben finden sich im Gebiet von Unt. Saffertberg nur spärliche Aufschlüsse. Dieser Abschnitt des Profiltracés ist daher in Fig. 4 nicht dargestellt. Wie wir jedoch aus den weiter westlich gelegenen Aufschlüssen im Südelbach ersehen können, setzt sich die Schichtreihe von Fig. 4, Profil 1, unter dem Hügel von Saffertberg fort. Es liegen dort ca. 200 m Globigerinenschiefer, die nicht dargestellt sind. Anschliessend folgt im südlichen Südelbach bei Q. 1200 und in dem hier von rechts mündenden Seitenbach bis Q. 1380 die in Fig. 4, Profil 2, enthaltene Schichtreihe.

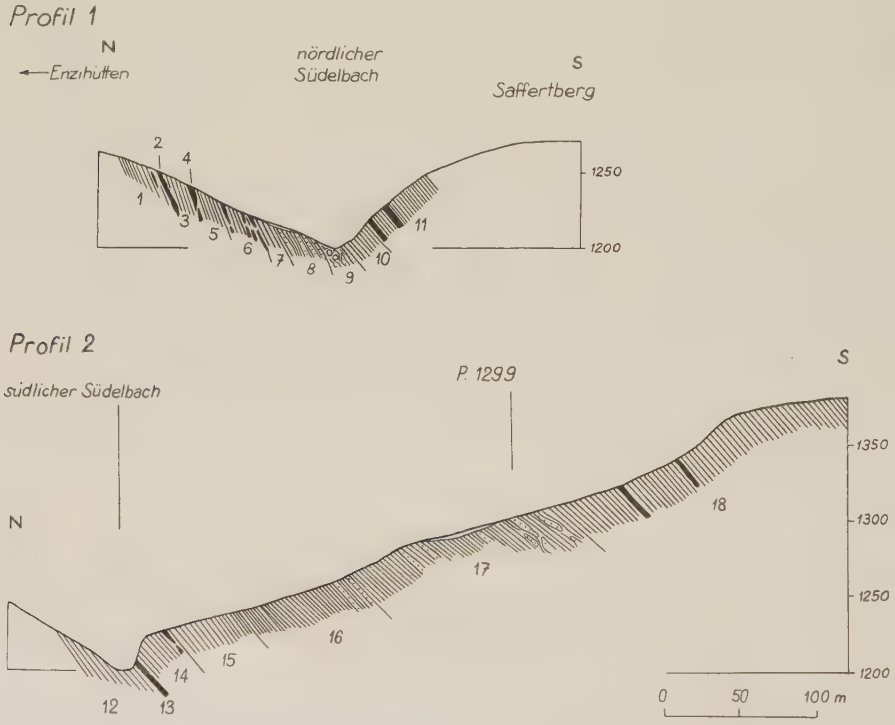


Fig. 4. Querprofil durch den Südelbach. Maßstab 1 : 10000 (die Zahlen 1—18 verweisen auf das Profil im Text).

Unser Profil zerfällt also in folgende Abschnitte:

Profil 1. a) Bach südlich Enzihütten;
b) Nördlicher Südelbach (Querprofil).
Profil 2. c) Südlicher Südelbach (Querprofil) und Zufluss von rechts, der bei Q.1200 mündet.

a) **Bach südlich Enzihütten.** In diesem Bach fallen die Schichten mit ca. 50° gegen Süden ein. Um vom Älteren ins Jüngere zu gelangen, müssen wir von oben nach unten dem Bach entlang fortschreiten. Die ältesten Schichten des Profils sind bei Q. 1260 aufgeschlossen. Die Basis der Globigerinenschiefer dürfte sich 100—150 m weiter nördlich, unter Schutt verdeckt, befinden. Sie ist z. T. weiter im Westen aufgeschlossen (vgl. p. 56). Von Q. 1260 bachabwärts finden wir:

1. 10 m unten dunkle, tonige, oben helle, fleckige, kalkige Schiefer, im obersten Teil einzelne Lithothamnien und kleine Linsen von Lithothamnienbreccie enthaltend;
2. ca. 1,5 m kalkiger Lithothamnien führender Sandstein, mit Kruste von lockerer Lithothamnienbreccie im oberen Teil;
3. ca. 15 m vorwiegend dunkle Tonschiefer mit sandigen und lithothamnienreichen Partien;
4. 1,5–2 m kompakte, etwas sandige Lithothamnienbreccie;
5. ca. 12 m tonige, vorwiegend dunkle Schiefer;
6. ca. 16 m mächtige Folge ähnlicher, teils etwas kalkiger Schiefer mit Einlagerung von 4 Bänken von sandiger Lithothamnienbreccie von 0,4–1,2 m Mächtigkeit.
7. ca. 5 m helle, globigerinenreiche, glimmerarme, kalkige Schiefer, unterhalb Q. 1280 von Schutt verdeckt.

b) **Querprofil des nördlichen Südelbachs.** Bei der Mündung des eben beschriebenen Baches finden wir, in der Fortsetzung unseres Profilfs, den nördlichen Quellfluss des Südelbachs querend:

8. ca. 6 m Folge von stark sandigen, blätterig-glimmerigen Schiefern mit feinkörnigen, glimmerreichen Sandsteinen wechsellagernd;
9. über 10 m feinschiefrige, helle, z. T. grünliche Kalkmergel und schwarze, sandig-tonige Mergel und Mergelschiefer. Diese enthalten kugelige Einschlüsse von dichtem Kalk und zerrissene, ausgewalzte, glimmerreiche Siltsteinbänke; häufig auftretende Kleinfältelung gibt diesem Gestein ein „wildflyschartiges" Aussehen;
10. 12–15 m kalkreiche, glimmerfreie, helle, hie und da fleckige Globigerinenschiefer, wie 7., in ruhiger Lagerung.
11. eine ca. 20 m mächtig aufgeschlossene, vorwiegend dunkle, tonig-sandige Schieferserie mit Einlagerungen von lithothamnienreichen Bänken, ähnlich denjenigen in 2., 4. und 6.

c) **Im südlichen Quellfluss des Südelbachs** finden wir bei Q. 1200 und im Seitenbach, der hier von rechts her einmündet:

12. hell anwitternde Tonschiefer;
13. eine ca. 2 m mächtige Bank von sandiger Lithothamnienbreccie. Diese quert den Bach bei Q. 1190 und ist dort besser zu beobachten;
14. ca. 25 m feinkörnige, glimmerige, dunkelgraue Tonschiefer, in dem von rechts zufliessenden Seitenbach eine unzugängliche, ca. 25 m hohe Mündungsstufe bildend. Im obersten Teil enthalten diese Schiefer einen ca. 50 cm messenden Block von feinkörniger, sandiger Lithothamnienbreccie, die stellenweise in Siltstein übergeht;
15. ca. 30 m helle, fleckige, globigerinenreiche Tonschiefer mit dunkleren, feinschiefrigen, verfältelten Zwischenlagen;
16. ca. 50 m vorwiegend dunkle, feine, glimmerige Tonschiefer, denen im untern Teil einige wenige, 4–6 cm mächtige Siltsteinbänklein eingelagert sind;
17. ca. 100 m ähnliche, stellenweise sehr sandige Schiefer mit Einlagerungen von Silt und von feinkörnigem Sandstein in mehr oder weniger ausgewalzten Bänken. Die z. T. sehr glimmerreichen, mergeligen Schiefer sind bei Q. 1300, beim Übergang der Salwidelistrasse über den Bach, besonders gut aufgeschlossen;
18. helle, kalkige Tonschiefer, etwa 180 m mächtig aufgeschlossen. Bei Q. 1320 und bei Q. 1340 enthalten sie Einlagerungen von Lithothamnienbreccien, welche denjenigen in Schicht 2., 4., 6. und 11. ähnlich sind.

Lithologische Übersicht, übrige Aufschlüsse.

Wie wir aus den oben beschriebenen Profilen ersehen, sind die als Globigerinenschiefer s. l. zusammengefassten Gesteine durch mannigfache Übergänge untereinander verbunden. Die ganze Gesteinsserie ist vorwiegend detritisch. Es können in ihr folgende Gesteinstypen unterschieden werden:

a) tonig-siltige Schiefer mit spärlichen Globigerinen.

b) Kalkig-mergelige Schiefer mit reicher Globigerinenfauna.

In die Typen a) und b) eingelagert sind:

c) Sandige Schiefer und Sandsteine, meist lithothamnienführend.

d) Lithothamnienkalke und Lithothamnienbreccien mit reicher Grossforaminiferenfauna.

Bei der Diskussion der tektonischen Stellung der Globigerinenschiefer nehmen zwei Einlagerungen, einen besonderen Platz ein:

e) polygene Breccien im Bach westlich Enzihütten;

f) eine Linse von Assilinengrünsand im Südelbach bei Südel.

a) **Tonig-siltige Schiefer.** Diese globigerinenarmen Schiefer zeigen bröckeligen Bruch und sind hell-graubraun oder dunkelgrau gefärbt. Ihre Verwitterungsfarbe ist hellgrau bis hellgelbgrau. Die Schiefer verwittern unregelmässig, dickblätterig bis spiessig. Art und Geschwindigkeit der Verwitterung sind von der gegenseitigen Lage von Schichtflächen und Erdoberfläche abhängig. An feuchten Orten, namentlich in Bächen, sind die Schiefer oft von einer zähen, gelbbraunen, algenhaltigen Kruste überzogen.

Ein Dünnschliff aus Schicht 4 des Profils (Fig. 4) zeigt eine kalkarme Grundmasse mit 20—30% Quarz in eckigen Körnern von max. 0,1 mm Durchmesser, ca. 5% opake Körner, von denen die kleineren aus Pyrit, die grösseren aus Kohlepartikeln bestehen. Sie verleihen dem Gestein die dunkle Färbung und zeichnen sich zusammen mit den selteneren feinen Glimmerschüppchen als glitzernde Punkte aus. Fossilien fehlen.

Solche und ähnliche Gesteine haben am Aufbau der Globigerinenschiefer unseres Untersuchungsgebietes den grössten Anteil. Besonders mächtig entwickelt sind die tonig-siltigen Schiefer im untern Südelbach zwischen Südel und Hirsegg, in der Gegend von Rischli, und, in etwas sandigerer Ausbildung, im Bärselbach und in seinen Nebenbächen östlich Schneeberg und südöstlich Schneebergli, ferner in der Gegend zwischen Salwideli und Ruchweid. Besonders hervorzuheben ist eine „wildflyschartige" Abart dieser Schiefer, welche unter Schicht 9 des Profils (Fig. 4) beschrieben ist. Die dunkle Färbung rührt hier wohl vom reichlichen Vorhandensein von Pyrit und von kohliger Substanz her. In diese dunklen Mergelschiefer eingelagert finden wir grünliche Kalkschiefer, die lithologisch den kretazischen „Leimernschichten" der Habkern-Mulde ähnlich sind, aber eocaenes Alter haben. Ferner finden wir darin, wie schon erwähnt, zerrissene Sandsteinbänke und kugelige Einschlüsse von vorwiegend dichtem Kalk. Diese Kalkkugeln enthalten diffus verteilten und in einzelnen Flecken angereicherten Pyrit. Es sind wohl konkretionäre Bildungen. Es ist möglich, dass die zerrissenen Silt- und Sandsteinbänke aus bereits verfestigten und später wieder blossgelegten Schichtniveaux durch submarine Rutschungen hierher gelangt sind. Ähnliche, ungestörte, tieferliegende Silt- und Sandsteine sind auf p. 53/54 beschrieben; auf submarine Rutschungen haben wir weiterhin auf p. 54, 57 hingewiesen.

In ähnlichen, „wildflyschartig" aussehenden Niveaux treten in den Globigerinenschiefern auch dunkle Kalke mit Radiolarien auf, so z. B. in dem von südlich Ob. Saffertberg herkommenden Nebenbach des Südelbachs, auf Q. 1230. Dieser Kalk zeigt im Dünnschliff zahlreiche Radiolarien und Spongienreste, sowie Pyrit. Ähnliche Kalke treffen wir weiter südwestlich, bei Q. 1330 des Weges von Salwideli nach Schlund, und, in stark tektonisch gestörtem Zustand und von reichlichen Calcitadern durchsetzt, auf Q. 1360 des beim Schulhaus Sörenberg in die Waldemme mündenden Baches. Diese Kalke zeigen sowohl gegenüber den oben beschriebenen Mergelschiefern des Typ a) als auch gegenüber den kalkigen Globigerinenschiefern des Typ b) Zeichen enger Verwandtschaft, die uns erlauben, sie zum Schichtverband der Globigerinenschiefer s. l. zu rechnen. Radiolarienkalke kommen jedoch auch im Flysch der Habkern-Zone vor (vgl. p. 74, 79).

b) **Kalkig-mergelige Schiefer mit reicher Globigerinenfauna.** Dieser globigerinenreiche Gesteinstyp verdient den Namen Globigerinenschiefer am ehesten (Globigerinenschiefer s. s.). Beispiele dafür finden wir in Schicht 10 des Profils durch den Südelbach, ferner im rechten Seitenbach, der bei Q. 1100, nordwestlich Lueg, in den Südelbach mündet. Eine stark kalkige, fleckig-mergelige Varietät ist im südlichen Teil unseres Untersuchungsgebietes bei Q. 1210 des Weges aufgeschlossen, der von Hint. Schönisei nach Tannigsbodenschwand führt. Die Flecken sind wohl auf das Auftreten kohliger Substanz zurückzuführen.

Wie Dünnschliffe zeigen, bestehen die Schiefer dieses Typus zu 15—40% aus Globigeriniden. Am häufigsten sind darunter grosse, stachelige Globigerinen (*Globigerina* cf. *bulloides* d'Orb.), seltener treten auf: *Globigerinoides*, *Globigerinella* und *Globorotalia* sp. Die Grundmasse ist mergelig-siltig. Der Quarzgehalt variiert zwischen 5% und 40%. Der Durchmesser der Quarzkörner beträgt nie mehr als 0,3 mm. Glaukonit ist nur in kleinen Mengen ($> 1\%$) vorhanden.

Die kalkig-mergeligen Schiefer dieses Typs zeigen mannigfaltige Übergänge zu den tonig-siltigen Schiefern des Typus a. Sie zeichnen sich jedoch vor diesen durch das reichliche Vorhandensein von Globigerinen aus. Diesen verdanken sie z. T. ihren erhöhten Kalkgehalt. Sie sind auch gewissen Kreide- und Eocaengesteinen der Habkern-Mulde sehr ähnlich und zeigen wie diese oft dunkle Flecken, die wohl von erhöhtem Gehalt an organischer Substanz und an Pyrit herrühren. Die fleckigen kalkig-mergeligen Globigerinenschiefer können als Fleckenmergel bezeichnet werden. Von den Leimernschichten (Oberkreide) jedoch unterscheiden sie sich durch ihr obereocaenes Alter (p. 74/75).

c) **Sandige Schiefer und Sandsteine, meist lithothamnienführend.** Die sandigen Schiefer sind in ihrer Zusammensetzung nach den Pectinitenschiefern ähnlich. Sie bilden jedoch nicht wie diese regelmässig abwechselnde, mehr oder weniger sandige Schichtlagen. Vielmehr gehen sie seitlich und nach oben und unten oft unvermutet in die Typen a), b) und d) der Globigerinenschiefer über. Meist enthalten sie Linsen von tonig-siltigem Material, deren Grösse zwischen wenigen Millimetern und mehreren Metern schwankt. Die grösseren dieser Linsen enthalten in ihren obern Partien oft gut ausschlämmbare Lithothamnien, Bryozoen und Grossforaminiferen (Discocyclinen, Asterocyclinen, Heterosteginen, seltener Nummuliten).

Die brecciösen Sandsteine dieses Typus gehen in die Lithothamnienbreccien des Typus b) über, während der grössere Teil der sandigen Schiefer durch das reichliche Auftreten von Globigerinen dem kalkig-mergeligen Typus b) verwandt erscheint. Der Quarzgehalt schwankt beim Typus c) zwischen 20 und 80% und beträgt im Durchschnitt ca. 55%. Die Quarzkörner haben einen maximalen

Durchmesser von 0,3—3 mm. Glimmer, Glaukonit und Pyrit sind nur in kleinen Mengen vorhanden (> 1%). Kalkige Sedimenttrümmer können bis 20% des Gesteins ausmachen. Lithothamnienbruchstücke sind stets vorhanden, Globigeriniden (*Globig.* cf. *bulloides* d'Orb., *Globorotalia* sp.) sind ebenfalls häufig. Neben Resten von Spongien, Bryozoen und Lamellibranchiern konnten ferner folgende Foraminiferen bestimmt werden: *Gypsina* sp., Milioliden (selten), Rotaliden, *Halkyardia minima* Liebus, *Nummulites* sp., *Heterostegina* cf. *helvetica* Kaufm. und Bruchstücke von Discocyclinen und Asterocyclinen.

Die sandigen Schiefer und Sandsteine finden wir im Profil Fig. 4 in den Schichten 3, 8, 9, 16 und 17. Ferner finden sie sich recht häufig im Südelbach zwischen Südel und Q. 1110. Hier und zwischen Q. 1140 und 1150 des nördlichen Quellflusses finden wir in dunklen, sandig-schiefrigen Schichten des Typus a) lose, kantige Silt- und Sandsteinblöcke eingebettet. Ihr Auftreten, das einen „wildflyschartigen" Eindruck gibt, kann durch submarine Rutschung erklärt werden. Es sind hier aber auch zahlreiche tektonische Störungen vorhanden.

Weitere Vorkommen dieses Gesteinstypus finden wir im Südelbach am linken Ufer, beim Übergang des Weges von Lueg nach Enzihütten und ca. 70 m oberhalb dieser Stelle, bei Q. 1325 des von Ob. Saffertberg herkommenden Quellbachs, sowie südwestlich Ruchweid. In den Bächen westlich Rischli und im Bärselbach ist der sandige Typus der Globigerinenschiefer nur durch ganz wenige, dünne Siltbänklein vertreten. Sandigeres Material finden wir im obern Teil des Baches, der beim Schulhaus Sörenberg in die Waldemme mündet, zwischen Q. 1370 und 1380. Wie bei den meisten Vorkommen im Gebiet des Südelbachs treten auch hier die Silt- und Sandsteinbänke in Verbindung mit Lithothamnienbreccien auf. Der Sandstein ist im Liegenden der Breccien besonders gut ausgebildet und bildet Bänke von 0,1 bis 1 m Mächtigkeit, denen einzelne Mergelschichten zwischengelagert sind.

Zu diesem Typ ist ein recht quarzreicher Sandstein zu rechnen, der auf Q. 1310 des rechten Zuflusses des Bärselbachs östlich Schneeberg in spiessig verwitternde, sandig-mergelige Globigerinenschiefer eingelagert ist. Die vorwiegend gut gerundeten Quarzkörner, die 60% des Gesteins ausmachen, erreichen einen Durchmesser von max. 0,5 mm. An Fossilien fanden wir: *Dentalium*, *Gyroidina*, Discocyclinen und Nummuliten.

d) **Lithothamnienbreccien mit reicher Grossforaminiferenfauna.** Die kalkigen, z. T. äusserst fossilreichen Breccien verdienen unsere Aufmerksamkeit ganz besonders: Ihre Zusammensetzung und ihre reiche Fossilführung sind geeignet, uns über das Alter und die Entstehung der Globigerinenschiefer s. l. Aufschlüsse zu geben. Sie bilden meist einige Dezimeter bis über einen Meter mächtige Bänke, deren horizontale Ausdehnung in den wenigsten Fällen über 100 m betragen dürfte. Gegen unten gehen die Lithothamnienbreccien in immer lithothamnienärmere Sandsteine über. Gegen oben sind sie meistens ziemlich scharf von mergeligen Schichten des Typus a) begrenzt, welche einzelne Lithothamnien-Knollen und recht zahlreiche Grossforaminiferen enthalten, die leicht ausgeschlämmt werden können.

Echte organogene Lithothamnien-Riffkalke kommen nur ganz vereinzelt vor (vgl. p. 55). Die Tatsache, dass ein grosser Teil der Lithothamnien, Bryozoen und Foraminiferen zerbrochen ist und dass zahlreiche detritische Komponenten, wie Quarzkörner und aufgearbeitete Sedimentreste, vorliegen, zeigt uns, dass wir es in den meisten Fällen nicht mit eigentlichen organogenen Kalken, sondern mit klastischen Bildungen zu tun haben. Wir sprechen hier also besser von Litho-

thamnienbreccien („Wängenbreccien") als von Lithothamnienkalken („Wängenkalken" KAUFMANNS, vgl. Lit. 49, p. 160ff.). Die Fossilien sind zusammengeschwemmt und dürften wohl nahezu gleichaltrigen, schon verfestigten Lithothamnien-Kalkriffen entstammen.

Die Bildung von Lithothamnien-Riffkalken, die erodiert, und deren Zerstörungsprodukte als Lithothamnienbreccien abgelagert werden, kann man heute in Bikini, in den Marshall-Inseln, beobachten (vgl. Lit. 27, 93).

Der Quarzgehalt dieses Gesteinstyps schwankt zwischen 10 und 40%; nur bei einigen sehr lithothamnienreichen Gesteinen liegt er unter 5%. Der Durchmesser der grössten Quarzkörner, die in den meisten Fällen gut gerundet sind, beträgt 0,5—2 mm. Neben ca. 1% Glaukonit finden wir sporadisch Glimmer und Phosphat. Pyrit ist stets vorhanden und an einzelnen Stellen angereichert. Neben nicht näher bestimmbaren aufgearbeiteten kalkigen Sedimentresten fanden sich bei Q. 1380 des Baches, der westlich Rischli in die Waldemme mündet (vgl. p. 30) Körner von Oberkreidekalk (Turon-Senon) mit *Globotruncana lapparenti* BROTZEN und *Pithonella ovalis* (KAUFM.). Der Durchmesser dieser Körner beträgt 2—4 mm. Die Lithothamnien machen 15—70% des Gesteines aus. Sie sind im quarzarmen Gestein besonders reichlich vorhanden. Im Dünnschliff beobachten wir oft Feinschichtung von quarz- und lithothamnienreichen Lagen.

Im Bindemittel sowohl, als auch in aufgearbeiteten Körnern, fanden wir Algen, die z. T. als *Distichoplax biserialis* DIETRICH (Lit. 2, p. 19ff., Pl. V, Fig. 2) bestimmt werden konnten, z. T. diesem Fossil ähnlich, aber einschichtig gebaut sind. Bryozoen sind sehr zahlreich vorhanden (bis 20%), seltener sind Resten von Crinoiden (darunter *Pentacrinus*) und Echinoideen, Serpuliden, Lamellibranchiaten (vorwiegend Austern), *Dentalium* und Haifischzähnchen. An Foraminiferen fanden wir: Milioliden, Globigerinen (*Glob.* cf. *bulloides* D'ORB.), Gypsinen, Rotaliden (darunter *Eponides* und *Gyroidina*), Operculinen, *Heterostegina* cf. *helvetica* KAUFM. und kleine Nummuliten. Besonders häufig, aber meist nur schlecht erhalten, treten Discocyclinen und Asterocyclinen auf.

Am schönsten ausgebildet sind diese Lithothamnienbreccien in unserm Profil durch die Quellflüsse des Südelbachs (Fig. 4). Wir finden sie hier in den Schichten 1, 2, 4, 6, 11, 13, 14 und 18. Aus den Schichten 2 und 6 konnten isolierte Foraminiferen, namentlich Discocyclinen, Asterocyclinen und Heterosteginen gewonnen werden. Solche Breccien treten auch unterhalb Q. 1160 des nördlichen und bei Q. 1240 des südlichen Quellflusses, sowie bei Q. 1100 und 1130 des Südelbachs auf. Im Quellbach südlich Ruchweid fehlen sie oberhalb Q. 1300, in demjenigen nördlich der Salwidelistrasse oberhalb Q. 1250, während sie im Bach südlich Ob. Saffertberg recht häufig sind. Im ganzen Gebiet westlich Rischli kommen die Lithothamnienbreccien nur an einer Stelle vor, nämlich im Bach, der beim Schulhaus Sörenberg in die Waldemme mündet, bei Q. 1380. Hier scheinen neben Lithothamnienbreccien auch eigentliche Riffbildungen vorzukommen. Wir haben hier folgende Schichtreihe vor uns:

4. Tonig-siltige Schiefer (Typus a), darin in den untersten 10 m einige ca. 10 cm mächtige, lithothamnienreiche Sandsteinbänke eingelagert.
3. Plattige Lithothamnienkalke mit Bryozoen und Grossforaminiferen auf den Schichtflächen. Gegen unten in Siltstein übergehend, ca. 2 m mächtig.
2. Ca. 10 m siltige Sandsteine, oft reich an Lithothamnienbruchstücken, in Bänken von 10 cm bis 1 m mit mergeligen Zwischenlagen von 3–10 cm Mächtigkeit.
1. Tonig-siltige Schiefer des Typus a).

Der plattige Lithothamnienkalk (3) ist besonders im obern Teil reich an Lithothamnien. Hingegen sind die Grossforaminiferen besonders in seinem mittleren Teil häufig.

e) **Polygene Breccie westlich Enzihütten.** Im Bächlein westlich Enzihütten, das bei Q. 1220 in den nördlichen Quellfluss des Südelbachs mündet, finden wir oberhalb des Überganges des Weges, der von Enzihütten nach Ruchweid führt, die basalen Partien der Globigerinenschiefer aufgeschlossen. Diese folgen direkt auf die etwas weiter oben sichtbaren Pectinitenschiefer. Ca. 20 m unterhalb des erwähnten Wegüberganges ist eine Serie sandig-siltiger Schiefer mit mergeligen Zwischenlagen aufgeschlossen, welche eine ca. 20 cm mächtige, feinkörnige Sandsteinbank mit groben Einsprenglingen enthält. 15 m bachabwärts folgen im Hangenden derselben wenige Meter siltige Schiefer, dann ca. 15 m tonig-mergelige Schiefer, welche 3 Breccienbänke von je ca. 1 m Mächtigkeit enthalten. Die Schiefer entsprechen dem tonig-siltigen Typus a) der Globigerinenschiefer und sind in diesem Bach noch weiter abwärts gut aufgeschlossen. Die Breccien weichen von allem bisher Beschriebenen dadurch ab, dass sie kristalline Komponenten führen. Die grössten dieser Komponenten erreichen einen Durchmesser von 12 mm. Makroskopisch erkennen wir darin wasserklare und trüb-grünliche, fettglänzende Quarzkörner, trübe, weisse Körner von Feldspat, hellgraue und hellgrüne Kalkkörner und weniger zahlreiche grüne kristalline Komponenten. Der Quarzgehalt beträgt 20—30%, wobei die Körner einen Durchmesser von 2 mm erreichen. 15% des Gesteins besteht aus Feldspat, wobei Alkalifeldspat und Plagioklas etwa gleichmässig verteilt sind. Häufig sind gelbe, eckige Dolomitkörner. Die grünen Kalkkomponenten führen *Globotruncana*, dünnschalige Globigerinen und *Pithonella ovalis* (Kaufm.), welche Oberkreide-Alter anzeigen. Die hellbraunen Kalke sind reich an Radiolarien und Calpionellen. Es ist wahrscheinlich, dass wir es mit Tithon zu tun haben.

Die Grundmasse enthält: Lithothamnien (ca. 10% des Gesteins), Bryozoen (häufig), *Gypsina* sp., Discocyclinen, Asterocyclinen und kleine Nummuliten. Die Nummuliten sind in diesen Breccien recht häufig. In den übrigen grobkörnigeren Gesteinen der Globigerinenschiefer s. l. hingegen treten sie nur vereinzelt auf, während Discocyclinen und Asterocyclinen stark vorherrschen.

f) **Assilinengrünsand im Südelbach bei Südel.** Einen merkwürdigen Fremdkörper in den Globigerinenschiefern stellt eine kleine, nur etwa 0,5 m^3 messende Scholle von Assilinengrünsand dar, die im Südelbach, etwa 50 m unterhalb der Brücke bei Südel, aufgeschlossen ist. Aus diesem Grünsand konnten gut bestimmbare (isolierte) A- und B-Formen von *Assilina exponens* Sow. gewonnen werden, die uns veranlassen, dies Gestein ins Lutétien zu stellen.

Das Gestein enthält spärliche eckige Quarzkörner von max. 1 mm Durchmesser und 10—15% Glaukonit von etwa gleicher Korngrösse. An weiteren Fossilien finden wir: Globigerinen, Rotaliden, Bruchstücke von Discocyclinen und Asterocyclinen, *Operculina*.

Die Art, wie diese Lutétienscholle in die priabonen Globigerinenschiefer gelangt ist, kann auf zwei verschiedene Arten erklärt werden, nämlich tektonisch durch Aufschürfung oder Einschuppung oder stratigraphisch durch submarine Rutschung. In beiden Fällen ist die Deutung der Herkunft des Grünsandes schwierig. Im Falle einer Aufschürfung dürfte er wie die Schürflinge von Assilinengrünsand im subalpinen Flysch aus den Stirnteilen der Drusbergdecke stammen. Er würde also der östlichen Fortsetzung der Schürflinge im Rücken der Niederhorn-Decke entsprechen, z. B. dem Wangschichtenpaket von Knubel, südöstlich des Schin-

bergs (Lit. 68, p. 37). Da sich der Grünsand jedoch nicht wie diese Schürflinge an der Basis der tektonisch höheren „exotischen" Gesteine der Habkern-Mulde, sondern in einem eher tiefen Niveau der Globigerinenschichten befinden, neigen wir eher dazu, ihn stratigraphisch, d. h. durch submarine Rutschung, zu erklären.

Die tektonische Stellung der Globigerinenschiefer und die Grenze zwischen Niederhorn-Decke und Habkern-Mulde.

Die Breccien mit kristallinen und mesozoisch-sedimentären Komponenten im Bach westlich Enzihütten, welche wir im vorletzten Abschnitt beschrieben haben, sind innerhalb der Globigerinenschiefer etwas Neues und Fremdartiges. Sie lassen die Frage aufkommen, ob die Globigerinenschiefer wirklich eine einheitliche, normalstratigraphische Serie bilden, oder ob sie nicht viel eher in zwei tektonisch selbständige Einheiten zu trennen sind. Durch eine solche Trennung könnten wir den basalen Teil dieser Schiefer, der ausschliesslich dem tonig-siltigen Typus a) und dem kalkig-mergeligen Typus b) angehört, bei der Niederhorn-Decke belassen, während alle Vorkommen von Lithothamnienbreccien und Sandsteinen, zusammen mit der Breccie vom Bach westlich Enzihütten und mit dem Assilinengrünsand im Südelbach bei Südel, zur tektonisch höheren „Südelbach-Serie" zu zählen wären, welche als tektonisch selbständige Einheit zwischen die Niederhorn-Decke und die „exotischen" Bildungen der Habkern-Mulde zu liegen käme. Im folgenden seien die Gründe, die für und gegen eine Abtrennung der Südelbach-Serie sprechen, aufgeführt.

Für eine Abtrennung der Südelbach-Serie sprechen zwar keine zwingenden Gründe. Die im allgemeinen einheitliche Sedimentationsfolge der Globigerinenschiefer spricht eher für eine Zugehörigkeit des ganzen Komplexes zur Niederhorn-Decke. Wie wir weiter unten (p. 60ff.) sehen werden, sind bei der Annahme der Zugehörigkeit zur Niederhorn-Decke in den Globigerinenschiefern Verwerfungen und Flexuren grösseren Ausmasses zu erwarten. Wenn wir also tektonische Störungen innerhalb dieser Schiefer feststellen können, so ist es nur möglich, keineswegs aber sicher, dass diese Störungen die Schiefer in zwei Einheiten trennen. Die schiefrige Ausbildung dieser Sedimente verhindert uns jedoch, Verlauf und Bedeutung der Störungen im Felde zu erkennen.

Für die Zusammengehörigkeit der ganzen Schiefermasse spricht vor allem das priabone Alter der Lithothamnienbreccien und der Sandsteine, das auf Grund der darin enthaltenen Grossforaminiferen-Faunen feststeht. Wir müssten also, da ausser dem erwähnten Assilinengrünsand (p. 56) zwischen den beiden zu trennenden Einheiten keine älteren Schichten vorkommen, zwei gleichaltrige Komplexe auseinanderhalten, was uns keine geringe Schwierigkeiten bietet.

Für die tektonische Abtrennung der Südelbach-Serie von den Globigerinenschiefern der Niederhorn-Decke spricht die grosse Mächtigkeit des ganzen Komplexes im Gebiet von Südelbach–Rischli. Sie beträgt mindestens 1000 m. Die grosse areale Verbreitung der Schiefer im Südelbachgebiet kann nur zum Teil durch die aus dem Gebiet der Schrattenfluh herausstreichenden, widersinnig fallenden Längsbrüche und durch das Axialgefälle erklärt werden. Westlich Küblisbühl ist die Mächtigkeit der Globigerinenschiefer viel geringer, und im Mürrenbach folgen die ersten aufgeschlossenen Oberkreidevorkommen der Habkern-Mulde knapp 100 m über dem Hohgantsandstein.

Geringe Mächtigkeit der Globigerinenschiefer finden wir auch östlich unseres Untersuchungsgebietes. Sie messen bei Mühlebord, südlich der Schafmatt, in

einem kleinen Nebenbach, der bei Q. 1650 in den Wasserfallenbach mündet, ca. 80 m, im Eleggbach (Lit. 68, p. 21) ca. 60 m. Sie zeigen hier ausschliesslich die sandig-schiefrige und tonig-mergelige Ausbildung. Noch weiter im Osten, bei Käterich und Grund (südlich des Schimbergs), führen sie auch Sandsteine und Lithothamnienbreccien (Lit. 68, p. 21/22) und zeigen eine viel grössere Mächtigkeit. H. Mollet (Lit. 68, p. 36) hat diese Mächtigkeitsunterschiede dadurch zu erklären versucht, dass in einigen Gebieten ein Teil der Globigerinenschiefer der Niederhorn-Decke in die subalpine Zone verfrachtet worden ist. Eine solche Annahme ist aber für unser Gebiet, abgesehen von Schwierigkeiten mechanischer Natur, deshalb unwahrscheinlich, weil gerade dem Südelbachgebiet mit seiner mächtigen Priabonserie besonders mächtige ähnliche Bildungen im subalpinen Flysch vorgelagert sind (Gegend von Thor).

Nach den Untersuchungen von M. Furrer (Lit. 31) haben im subalpinen Flysch die Gesteine eine ähnliche Ausbildung und Fossilführung wie im Südelbach. Ausser den reichlich vorhandenen Discocyclinen, Asterocyclinen, Heterosteginen und Lithothamnien ist hier in den sandigen Sedimenten auch *Halkyardia minima* Liebus vertreten (vgl. p. 51). Bei der relativ weiten Verbreitung solcher Gesteine und Faunen im alpinen Priabon ist ein Zusammenhang jedoch recht hypothetisch, besonders da die im subalpinen Flysch bei Thor vorhandenen aufgearbeiteten älteren Fossilien (Lutétien und Alteocaen) in unserm Gebiete nicht haben gefunden werden können. Ebenso fehlen südlich der Schrattenfluh die im subalpinen Flysch auftretenden grünlichen Sandsteine (Taveyannaz-Sandsteine auct.).

Eine Abtrennung der Südelbach-Serie als besonderes tektonisches Stockwerk würde die lokale Anhäufung dieser Priabongesteine eher erklären. Wir können sie als riesigen „Flyschrutschwulst" im Sinne von Lugeons „diverticules" (Lit. 64) auffassen, der aus wohl nicht allzu südlichen, dem Sedimentationsraum des „exotischen Wildflyschs" vorgelagerten Gebieten her, an den Rücken der Niederhorn-Decke herangerutscht wären, um uns hier als grosse Pakete erhalten zu bleiben.

Das Vorkommen von „Wildflysch" mit Oberkreidelinsen, das bei Q. 1300 des beim Schulhaus Sörenberg in die Waldemme mündenden Baches zwischen zwei Globigerinenschiefer-Komplexe eingeklemmt ist, kann wohl nicht als Argument für eine Abtrennung der Südelbach-Serie vom Helvetikum der Schrattenfluh bewertet werden. Dies Vorkommen ist am ehesten durch einen Bruch oder durch Verschuppungen kleinen Ausmasses (Fig. 6) zu erklären. Es ist hier der einzige Ort, an welchem in den Globigerinenschiefern tektonische Störungen so deutlich zutage treten. Die Störung liegt zu weit südlich, um die innerhalb der Globigerinenschiefer angenommene Trennung zu vollziehen. Sie dürfte eher als Verstellung innerhalb des südlichen Komplexes der Globigerinenschiefer aufzufassen sein, während die Trennungslinie zwischen dem Helvetikum und der Südelbach-Serie wenig nordwestlich des Vorkommens von Assilinengrünsand im Südelbach durchstreichen dürfte.

Neben der grossen Mächtigkeit und den eben beschriebenen tektonischen Erwägungen sprechen vor allem die aufgearbeiteten Körner von älteren Gesteinen für eine Abtrennung der Südelbach-Serie von den Globigerinenschiefern der Niederhorn-Decke. Solche Körner kommen sowohl in den Lithothamnienbreccien bei Q. 1380 des Baches vor, der beim Schulhaus Sörenberg in die Waldemme mündet (vgl. p. 55) als auch in der Breccie im Bach westlich Enzihütten (p. 56). In dieser Breccie konnten wir neben granitischen Komponenten sedimentäre Körner feststellen, von denen ein Teil durch Vorkommen von Mikrofossilien im Dünnschliff als Tithon und als Oberkreide datiert werden konnte.

Wie weiter oben schon bemerkt, sind diese Komponenten innerhalb der Schichtreihe der Globigerinenschiefer etwas Aussergewöhnliches. Vorkommen von aufgearbeiteten Oberkreidekalken in Wängenkalken aus dem Tal der Kleinen Schliere sind 1937 von A. Buxtorf beschrieben und abgebildet worden (Lit. 23). Da die Oberkreide-Sedimente in der näheren Umgebung der Niederhorn-Decke zur Priabonzeit wohl von älteren tertiären Ablagerungen bedeckt waren, ergeben sich für die Deutung der Herkunft dieser aufgearbeiteten Kalkkörner einige Schwierigkeiten. Diese Vorkommen stellen die Frage, ob nicht auch westlich der Waldemme, namentlich im Entlen- und Klein-Schliere-Gebiet ein Teil der Globigerinenschiefer, als der Südelbach-Serie entsprechend von den Globigerinenschiefern der Niederhorndecke, abzutrennen wäre.

Die Vorkommen von Konglomeraten im Eocaen der Zentral- und Ostschweiz sind in einer neueren Arbeit von W. Brückner (Lit. 18) zusammenfassend beschrieben worden. Wie aus dieser Zusammenstellung hervorgeht, kommen in diesen Konglomeraten, die in den untern Teil des Priabons gestellt werden, nur Komponenten vor, die dem obern Jura, der Kreide und dem Lutétien angehören. Im Schimbergkonglomerat (Lit. 68, p. 21) und im Kleintalkonglomerat (Lit. 1, p. 22ff.), die unserm Gebiet am nächsten liegen, haben wir nur Unter-Kreide und Lutétien vertreten. Die Zusammensetzung dieser Konglomerate weicht besonders durch das Fehlen von Kristallin von derjenigen unserer Breccien ab. Diese ist viel eher mit den „exotischen" Breccien der Habkern-Mulde in Zusammenhang zu bringen. Denn beide Gesteine enthalten Granit mit reichlichem Alkalifeldspat, sowie oberjurassische (Tithon-) und oberkretazische Sedimente. Die Ähnlichkeit mit Gesteinen der Habkern-Mulde veranlasst uns vor allem anzunehmen, die Südelbachserie mit ihren Breccien, die teils fast ganz von Lithothamnien aufgebaut sind, teils kristalline Komponenten enthalten, sei in südlichen Regionen abgelagert worden, nämlich zwischen den Sedimentationsräumen der Niederhorn-Decke und des „Wildflysches" der Habkern-Mulde.

Unsere Breccien sind, besonders ihrer tektonischen Lage nach, mit den polygenen Breccien des Spirstocks (Lit. 18, p. 324) zu vergleichen; mit diesen haben sie auch das priabone Alter gemeinsam: eine Schliffserie sandiger Breccien (Nr. 131—137 der Schliffsammlung des Geol. Inst. Basel) vom Sandsteinwändchen der nördlichen Gipfelpartie des Spirstocks enthält u. a.: *Gypsina* sp., *Pellatispira* sp., Discocyclinen, *Heterostegina* cf. *helvetica* Kaufm. und aufgearbeitete Körner von Grünsand, von Urgonkalk und von Oberkreidekalk mit *Pithonella ovalis* (Kaufm.) und *Globotruncana lapparenti* Brotzen.

Das von Boussac (Lit. 16, p. 372) beschriebene Gruontalkonglomerat weicht von unserer Breccie durch sein gröberes Korn und sein viel nördlicheres Ablagerungsgebiet ab. Seiner Zusammensetzung nach unterscheidet es sich dadurch, dass es reichlich Gneiskomponenten, Andesitmaterial und mitteleocaenen Alveolinenkalk führt.

Wägen wir die Argumente für oder gegen die Abtrennung einer Südelbach-Serie ab, so kommen wir zum Schluss, dass ein endgültiger Entscheid beim heutigen Stand der Untersuchungen nicht gefällt werden kann.

Lassen wir also die endgültige Antwort auf die Frage der tektonischen Zugehörigkeit des Globigerinenschiefer-Komplexes offen, so erhalten wir zwei mögliche Grenzen zwischen dem Helvetikum der Schrattenfluh und den südöstlich anschliessenden Flyschmassen:

Die südliche (vgl. Tafel V), welche die gesamten Globigerinenschiefer von den „exotischen" Gesteinen der Habkern-Mulde abtrennt, schneidet die Waldemme wenig nördlich der Mündung des Schwendibachs und quert den bei Rischli mün-

denden Bach bei Q. 1185. Über das Gebiet nördlich Salwiden streicht sie gegen SW zwischen Salwideli und dem südlich davon verlaufenden Bach weiter und quert diesen Bach und den Bärselbach bei Q. 1280. Im Wald östlich Knubelsweidli fehlen uns Aufschlüsse, doch finden wir die Grenze zwischen den Globigerinenschiefern und der Oberkreide der Habkern-Mulde bei Q. 1270 des östlich Schneebergli in den Bärselbach mündenden Nebenbachs wieder schön aufgeschlossen. Ebenso ist sie in den beiden Nebenbächen nördlich Gustischwand sichtbar. In dem SW Schwand zum Schöniseibach hinabfliessenden Nebenbächlein und im Schöniseibach oberhalb Q. 1180 sind noch Gesteine der Habkern-Mulde aufgeschlossen, wenig unterhalb fliesst der Schöniseibach jedoch wieder ganz in den hier zunächst etwas sandig, dann normal ausgebildeten Globigerinenschiefern, welche SW der Hütte bei P. 1194 bis zu Q. 1260 reichen und von Sandsteinen und Leimernschichten der Habkern-Mulde überlagert werden. Ähnliche Verhältnisse treffen wir auf gleicher Höhe im Graben östlich Hint. Schönisei. Südlich dieses Grabens, bei Q. 1200 des nach Tannigsbodenschwand führenden Weges, sind die Globigerinenschiefer nach dem Typus b) kalkig ausgebildet und nur schwer von den hangenden oberkretazischen Leimernschichten abzutrennen. Im Mürrenbach dürfte der kleine Aufschluss bei Q. 1130 noch zu den Globigerinenschiefern zu rechnen sein, während nur wenig oberhalb schon echte Leimernschichten folgen.

Eine weiter nördlich verlaufende Grenzlinie würde unsere Globigerinenschiefer in zwei Teile zerlegen, von denen der nördliche den Pectinitenschiefern der Niederhorn-Decke normalstratigraphisch aufliegt und nur Schiefer der Typen a) und b) enthält, während vom südlicheren Teil anzunehmen ist, dass er aus südlicheren Sedimentationsräumen stammt. Ihm gehören neben Globigerinenschiefern gröbere Breccien, Sandsteine und Lithothamnienbreccien an.

Diese Grenze legen wir im Südelbach am besten im Liegenden des Assilinengrünsandes unterhalb Südel. Von dort zieht sie sich schräg den Hang von Stächelegg hinauf nach Q. 1320 des Bächleins westlich Enzihütten. Ihr weiterer Verlauf im aufschlussarmen Gebiet von Ruchweid–Wagliseiboden ist schwer zu deuten. Die groben, fossilreichen Sandsteine des Bachs östlich Schneeberg (p. 54) sind wohl zur südlichen Globigerinenschiefer-Masse zu zählen, während die im Bärselbach und in dessen Nebenbach bei Schneebergli, sowie im Schöniseibach anstehenden Schiefer ausschliesslich den Typen a) und b) der nördlichen Globigerinenschiefer-Serie angehören.

Westlich Knubelsweidli, wo sich die Globigerinenschieferserie auf eine recht schmale Zone reduziert, fehlt die im Südelbach so mächtig entwickelte Serie überhaupt, und es sind hier weder Sandsteine noch Lithothamnienbreccien vorhanden. Diese Gesteine fehlen auch dem Gebiet östlich Hint. Schönisei, wo fleckige, globigerinenreiche tertiäre Kalke und Kalkschiefer auftreten, deren tektonische Stellung schwer zu deuten ist. Allem Anschein nach gehören auch sie zur nördlichen Globigerinenschiefer-Serie. In diesem Gebiet fallen die beiden beschriebenen Grenzen zusammen, und auf Globigerinenschiefer der Niederhorn-Decke folgen unmittelbar dunkle, mergelige „Wildflysch"-Schiefer mit Siltstein- und Oberkreide-Einschlüssen.

Tektonik der Schrattenfluh.

Die Niederhorn-Decke liegt im Gebiet der Schrattenfluh als einfache, normalliegende Sedimentplatte über dem subalpinen Flysch. Ihr Kernstück wird von einer massigen Schrattenkalkplatte gebildet, die durch mannigfaltige Brüche zerstückelt ist. Diese Brüche setzen auch durch die hangenden Complanaten- und

Hohgantschichten hindurch. In den Globigerinenschiefern jedoch sind sie nicht mehr erkennbar. Die liegenden, plastischen Neocomschichten hingegen weisen an Stelle der Brüche flexurartige Verbiegungen auf. Die weichen Valenginienmergel haben der ausschliesslich aus Kreide und Eocaen aufgebauten Decke das Abgleiten vom zurückgebliebenen Jurakern ermöglicht.

In seiner „Geologie der Schrattenfluh" hat R. Schider von der Tektonik dieser Gegend eine ausgezeichnete Beschreibung gegeben. Da seine Untersuchungen besonders dem Studium der Durchbruchstäler der beiden Emmen gewidmet sind, hat er bei der Beschreibung der eigentlichen Schrattenfluh (Lit. 76, p. 23/24) auf eine ausführliche Darstellung der tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes verzichtet. Wir sind im folgenden bestrebt, diese Lücke auszufüllen (vgl. auch Tafel V und Fig. 5).

Die Verbiegungen im Schrattenkalk sind, beim Fehlen ausgesprochener Schichtflächen, im allgemeinen schwer zu erkennen. Die Brüche sind im Felde besonders bei grosser Sprunghöhe und dort gut erkennbar, wo die Complanatenschichten an den Schrattenkalk stossen. Dort können sie denn auch in allen Details aufgenommen werden (vgl. Fig. 7). Das Kartieren ist in solchen Gebieten, bei intensiver Bewachsung, recht langwierig. Der tatsächliche Verlauf der Brüche ist meistens schwer anzugeben. Oft geben dafür langgestreckte Dolinenreihen wertvolle Aufschlüsse, besonders dann, wenn die beiden Flügel des Bruches in der Doline selbst aufgeschlossen sind. Dies ist nicht selten der Fall, so z. B. südlich Silwängen.

Beidseitig von Schrattenkalk begrenzte Brüche bleiben dem Beobachter oft verborgen. Sie werden nur durch Dolinenreihen und durch Terrainkanten angedeutet. Die Terrainkanten treten bei stereoskopischer Betrachtung von Fliegeraufnahmen besonders gut hervor. Diese „photogeologische" Erkennungsmethode erlaubte uns in Verbindung mit feldgeologischen Beobachtungen, eine viel grössere Anzahl von Brüchen zu erkennen, als R. Schider in seiner geologischen Karte (Lit. 105) dargestellt hat. Ausserdem war es uns dank den ausgezeichneten, photogrammetrisch aufgenommenen, topographischen Unterlagen möglich, die beobachteten Brüche auf der Karte genau zu lokalisieren. Bei diesen Aufnahmen waren wir uns stets bewusst, dass wir mit den Brüchen eine Anzahl Klüfte und Transversalverschiebungen mitkartiert haben, deren Verschiebungsbetrag nur sehr gering ist.

Die pultförmig gegen SE abgedachte Platte der Schrattenfluh wird durch zwei von WSW nach ENE verlaufende Brüche in drei Teile zerlegt. Der nördliche dieser beiden Brüche, der Ax-Unterschlag-Bruch von Schider (A—A in Fig. 5 und 6), kann nach H. Haus (Lit. 39, p. 77ff.) mit der Hohgant-Verwerfung verbunden werden, die ihrerseits in der Sundlauenen-Verwerfung ihre westliche Fortsetzung findet. Sie schneidet von der eigentlichen Schrattenfluh den Abschnitt Ax–Küblisbühl ab. Dieser wird seinerseits gegen Süden durch die Küblisbühl-Verwerfung (B—B) begrenzt. Südlich dieser Verwerfung liegt das kleine Schrattenkalk-Eocaen-Paket von Schönisei, welches weiter im Südwesten bald unter den „exotischen" Bildungen der Habkern-Mulde verschwindet.

In den folgenden Ausführungen werden wir zuerst die eigentliche Schrattenfluh und dann die südlich an die Ax-Unterschlag-Verwerfung anschliessenden Gebiete von Ax-Küblisbühl-Schönisei besprechen.

Die eigentliche Schrattenfluh
(nordwestlich des Ax-Unterschlag-Bruches).

R. Schider hat in der i. A. mit 13—30° nach SE geneigten Platte der Schrattenfluh Verbiegungen feststellen können, so eine flexurartige Verbiegung südlich

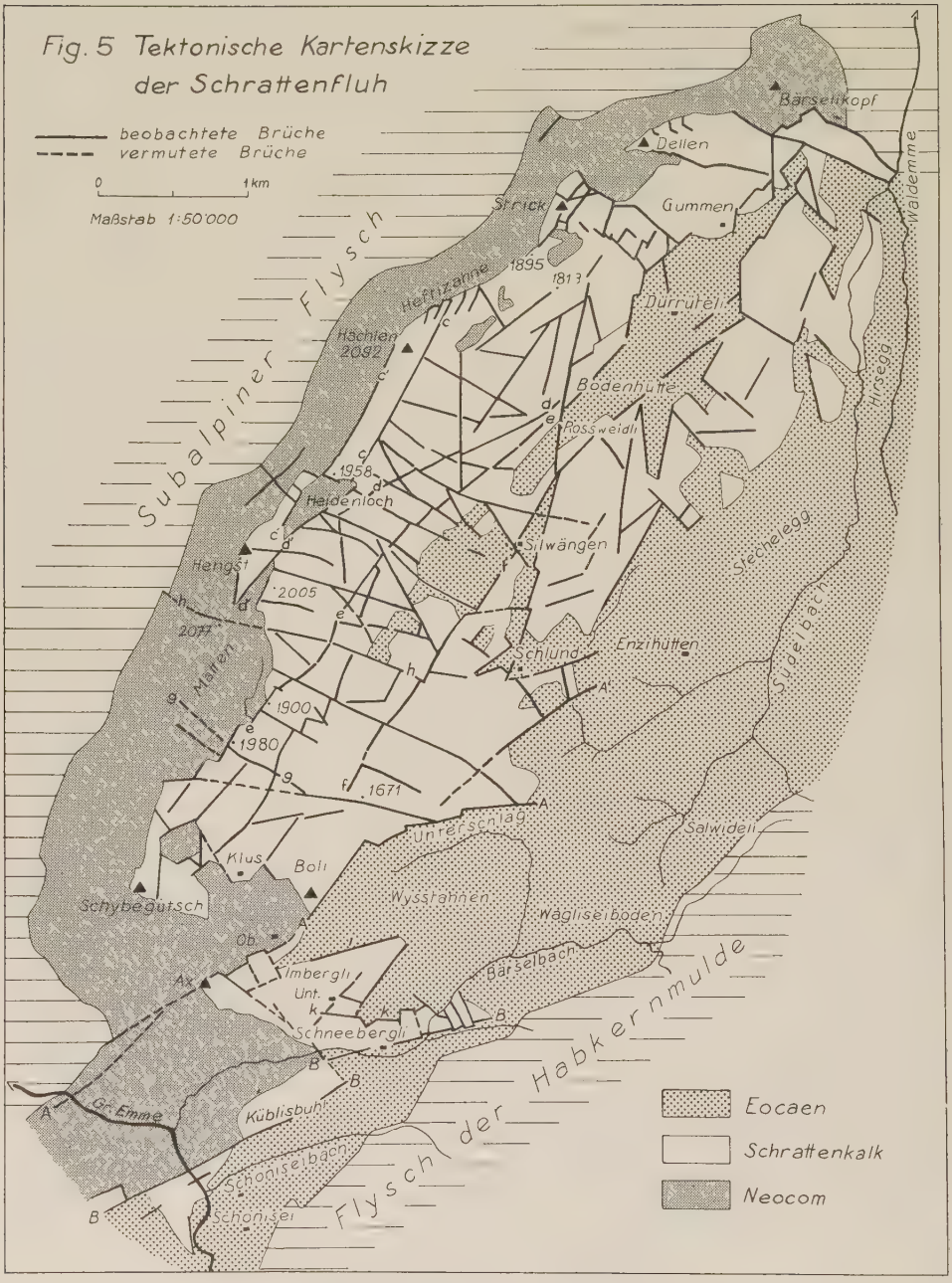


Fig. 5. A Ax-Unterschlag-Bruch, B Küblisbühl-Verwerfung, c—i kleine Verwerfungen (vgl. Text und Fig. 6).

des Grates Hengst-Strick und eine Mulde nördlich des Böli, an die im südlichen Teil des Böli, längs der Ax-Unterschlag-Verwerfung, ein Gewölbe anschliesst (vgl. Profile Fig. 6). Eine weitere Mulde finden wir im Gebiet des Bärselbachs, unterhalb Schneebergli. Auch auf diese folgt im Süden ein kleines Gewölbe, dessen Südschenkel von der Küblisbühl-Verwerfung (B) durchsetzt wird. Diese Verbiegungen sind, wie oben schon bemerkt wurde, besonders in den Neocom-Schichten deutlich festzustellen, während sie im starren Schrattenkalk durch Brüche vertreten werden, die wir am besten als Längsbrüche bezeichnen. Dabei haben die Brüche oft eine von den Verbiegungen schwach abweichende Streichrichtung.

Ein solcher Bruch (c in Fig. 5 und 6) streicht östlich der Hächlen mit 25—30° E. Ein weiterer, dazu parallel verlaufender Bruch c′ ist an der Begrenzung der Drusbergschichten des Heidenlochs und der Schrattenkalk-Masse der Hächlen gegen NW massgebend beteiligt. Ein weiterer, zum Bruch c paralleler Bruchschwarm tritt zwischen P. 2092 der Hächlen und P. 1895 gegen NE aus dem Schrattenkalk heraus und hilft an der Bildung der seltsam gezackten Heftizähne mit.

Die oben erwähnte flexurartige Verbiegung südöstlich des Grates Hengst-Strick, die mit N 50° E streicht, entspricht in ihrer Streichrichtung nahezu dem Bruch c, von dem sie nur um 10—25° abweicht. Längs dieser antiklinalen Störung treten die Drusbergschichten zwischen Strick und Hächlen in drei von Schrattenkalk umrahmten „Fenstern" heraus. Sie sind hier, wie Schider gezeigt hat (Lit. 76, Fig. 17, p. 23), flexurartig verbogen. In einem vierten solchen Erosions-„Fenster", das Schider südlich P. 2092 der Hächlen dargestellt hat, ist der Schrattenkalk zwar weit hinunter erodiert, doch sind die Drusbergschichten nicht aufgeschlossen.

Im Streichen der „Drusberg-Fenster" zwischen Hengst und Strick liegt im SW das „Halbfenster" des Heidenlochs und dasjenige südlich des Hengst. Neben den Brüchen, die zu c parallel verlaufen, sind an diesen „Halbfenstern" noch die Brüche (d) beteiligt, die vom Heidenloch gegen Bodenhütten hinunterstreichen. Dort vereinigt sich der südöstliche Ast derselben mit einem Längsbruch (e), der in seinem südwestlichen Teil an der Begrenzung der Drusbergschichten von Matten gegen die Kalkplatte der Schrattenfluh beteiligt ist.

Westlich und nordwestlich Klus finden wir die Drusbergschichten noch zweimal in „fensterartigen" Vertiefungen aufgeschlossen. Auch hier treten sie vorwiegend vermittels Brüchen mit dem Schrattenkalk in Berührung. Das Heraustreten der Drusbergschichten ist teils durch flexurartiges Umbiegen der Schichten, teils durch ein schwaches Aufbiegen innerhalb der Mulde des Schybegütsch bedingt (vgl. Profil 5 in Fig. 6).

Die Mulde nördlich des Böli lässt sich in einer trogförmigen Depression nach NE bis Schlund verfolgen, ebenso das schon oben erwähnte, südlich anschliessende Gewölbe samt der Ax-Unterschlag-Verwerfung. Das Streichen dieser Verwerfung und der Mulde nördlich des Böli beträgt N 45—50° E. Diese Streichrichtung stimmt mit derjenigen des Längsbruches e bei P. 1900 südlich Matten und des Bruches f südwestlich Silwängen überein. Dieser letztere tritt durch das Anstossen von Complanatenschichten an Schrattenkalk besonders deutlich in Erscheinung.

Weitere Systeme von Brüchen, die am besten als schräge Längsbrüche zu bezeichnen sind, finden wir südöstlich des Weges von Schlund nach Silwängen mit einem Streichen von N 80° E. Diese Richtung entspricht derjenigen des östlichen Ausläufers der Ax-Unterschlag-Verwerfung, dessen Streichen N 80° E beträgt. Offenbar ist die abweichende Streichrichtung dieser Brüche durch Querbrüche bedingt, wie sie zwischen Hengst und Schlund besonders häufig vorkommen.

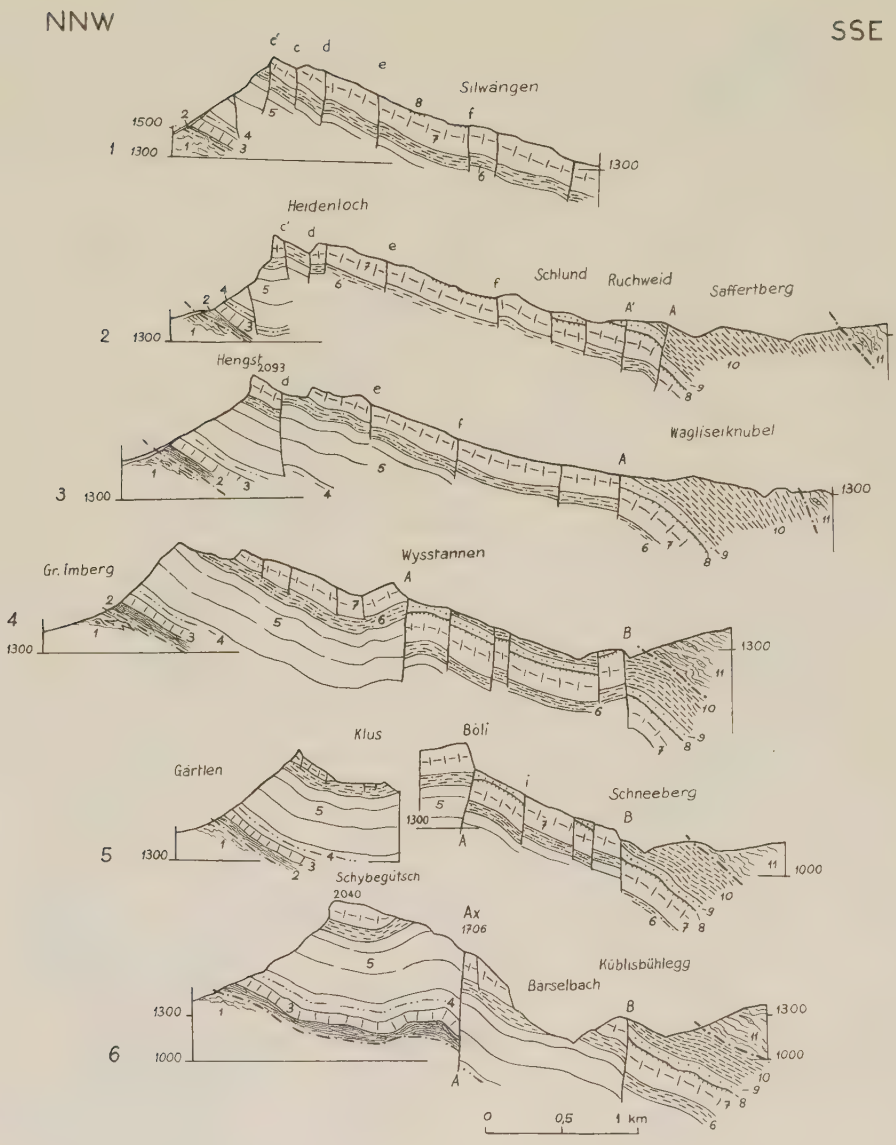


Fig. 6. Profilserie durch den östlichen Teil der Schrattenfluh. Maßstab 1 : 50000.
1 Subalpiner Flysch, 2 Valanginienmergel, 3 Valanginienkalk, 4 Schiefer an der Kieselkalkbasis, 5 Kieselkalk, 6 Drusbergschichten, 7 Schrattenkalk, 8 Complanatenschichten, 9 Hohgantsandstein, 10 Globigerinenschiefer (Globigerinenschiefer der Niederhorn-Decke und Südelbach-Serie), 11 Flysch der Habkern-Mulde. A = Ax-Unterschlag-Verwerfung, B = Küblisbühl-Verwerfung, c—i = kleine Verwerfungen vgl. Text und Fig. 5).

Diese NNW–SSE verlaufenden Querbrüche stören den geradlinigen Verlauf der Längsbrüche vielfach und sind daher als jünger als die letzteren zu betrachten. Von Querbrüchen zerstückelt sind namentlich die Längsbrüche bei P. 1900 bei Matten (e), südwestlich Silwängen (f) und die Ax-Unterschlag-Verwerfung (A—A).

Während die Längsbrüche ihre Entstehung wohl Zugwirkungen beim Gleiten der Decke verdanken, sind die Querbrüche, deren Sprunghöhe i. A. viel geringer ist, als Streckungsbrüche zu betrachten. Sie zerlegen die Schrattenkalkplatte in einzelne schmale Platten, die gegenseitig verstellt, mehr oder weniger weit gegen NW vorgebrandet sind. Das Streichen der Querbrüche, welche diese Platten begrenzen, beträgt i. A. etwa N 70° W. Es weicht aber besonders an den Enden der Platten von dieser Richtung ab.

Ein grosser Querbruch (g) streicht von P. 1980 bei Matten mit N 40° W durch die Schrattenkalkplatte hinunter und verschmilzt etwa bei Q. 1750 mit einem mehr von Westen her, mit N 80° W streichenden, schrägen Längsbruch. Er bildet in der Nähe des Weges, der von Schlund nach Klus führt, eine scharfe Terrainkante von ca. 30 m Höhe. Zwischen P. 1980 und P. 1671 ist dieser Bruch von einer Dolinenreihe und einem Schuttstreifen begleitet. Bei Unterschlag dürfte er die Richtung des schon erwähnten Ausläufers der Ax-Unterschlag-Verwerfung beeinflussen, der hier N 80° E streicht.

Bei P. 2077 im nördlichen Teil von Matten finden wir einen recht markanten Bruch (h), dessen Sprunghöhe 20 m überschreiten dürfte. Er streicht mit etwa N 80° W und verwirft Drusbergschichten gegen oberen Kieselkalk. Weiter im Westen begrenzt er das Complanatenschichten-Paket von Silwängen gegen SW und streicht dann mit ca. N 55° W in den Schrattenkalk hinein. Er findet wohl südlich Schlund in gleich gerichteten Klüften eine Fortsetzung. Weitere, nahezu parallel zu diesem Bruch verlaufende Verwerfungen durchsetzen südwestlich Silwängen die Complanatenschichten.

Die Richtung des Querbruchs, den Schider von P. 1958 beim Heidenloch bogenförmig gegen das Rossweidli (Lit. 105) hinuntergezogen hat, stimmt in seinem nordwestlichen Teil im Streichen mit den Richtungen der oben erwähnten Querbrüche überein. Sein Umbiegen in einen Längsbruch entspricht jedoch nicht den Tatsachen. Östlich P. 1958 ist wohl weniger dieser Querbruch als der Längsbruch c′ an der Verstellung zwischen Hengst und Hächlen schuld. Nördlich Bruch c′ fehlt der Schrattenkalk im Gebiet der Hächlen durch Erosion (vgl. Fig. 6, Profil 1).

Das Gebiet von Ax–Küblisbühl–Schönisei.

Die Ax-Unterschlag-Verwerfung (A—A) schneidet das steil gegen SW einfallende Schichtpaket von Imbergli–Wysstannen von der Aufwölbung Böli–Unterschlag ab. Die Sprunghöhe dieser Verwerfung beträgt beim Ax an die 300 m. Weiter nordöstlich nimmt sie rasch ab, und beim Böli erreicht sie nur noch ca. 120 m. Die Abnahme der Sprunghöhe dieser Verwerfung kann einerseits durch Verminderung der Scheitelhöhe des Böligewölbes gegen NE, verbunden mit einer allgemeinen Verflachung des ganzen Schichtpaketes der Schrattenfluh bedingt sein, andrerseits durch das im NE zahlenmässig kräftige Anwachsen sekundärer Brüche, die wir aber in den aufschlussarmen, lithologisch gleichförmigen Eocaengebieten von Wysstannen Wagliseiknubel kartographisch nicht festlegen können.

Die Ax-Verwerfung ist vom Ax bis ins Gebiet nördlich Wysstannen von jüngeren Querbrüchen durchsetzt (vgl. Tafel V), die ihr einen unregelmässigen Verlauf geben. Sie streichen in dieser Gegend mit N 40—45° W. Nördlich Ob.

Wysstannen biegt ein Ausläufer der Ax-Verwerfung, wie oben (p. 46) erwähnt, wohl unter dem Einfluss von Querbrüchen in die W—E-Richtung um. Ein anderer Ausläufer der Verwerfung (A') behält die alte Streichrichtung bei und streicht gegen Enzihütten hin weiter. Nahezu parallel zur Ax Unterschlag-Verwerfung streicht auf Q. 1500 nördlich Unt. Imbergli mit N 65° E ein Bruch (i), der in Dolinen feststellbar ist. Er trennt den bewaldeten Schrattenkalk von der weiter oben liegenden Weidezone in den Pectinitenschiefern ab. Ein ähnlicher Bruch (k) mit W—E-Streichen bedingt die Weidezone bei Unt. Imbergli. In Fig. 5 ist dargestellt, wie dieser Bruch durch Querverwerfungen mannigfach zerhackt ist.

Die zwischen Ax- und Küblisbühl-Verwerfung gelegene Scholle zeigt im Gebiet des Untern Bärselbachs eine leichte, muldenartige Verbiegung (Profil 6 in Fig. 6). Hier sind im steilen Waldgebiet die Brüche nur schwer feststellbar, doch dürften sie stets an der Bildung der Flühe und Steilwände beteiligt sein.

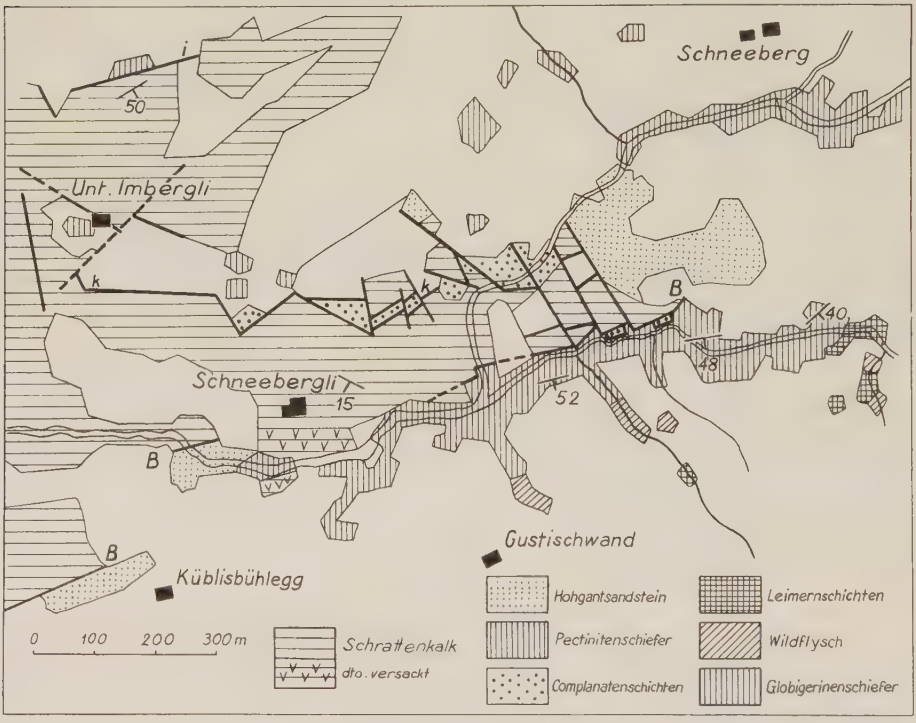


Fig. 7. Geologische Kartenskizze der Gegend von Schneebergli. Maßstab 1 : 12500.

Die Küblisbühl-Verwerfung (B—B) ist am besten in der Grossen Emme nordöstlich Hint. Hübeli aufgeschlossen. An den steilen Wänden der Klamm lassen sich hier alle Erscheinungen, die im Querschnitt eines grossen Längsbruches auftreten können, verfolgen (vgl. Fig. 3). Wie dieser Querschnitt zeigt, ist die Küblisbühl-Verwerfung, deren Sprunghöhe ca. 140 m beträgt, von flexurartigen Verbiegungen begleitet.

Während Schider in seiner Karte die Küblisbühl-Verwerfung als gebogene Linie hinter dem Hügel von Küblisbühl durch den Bärselbach und zu dessen Nebenbächen östlich Schneebergli gezogen hat, um ihr dort einen merkwürdigen, zick-

zackförmigen Verlauf zu geben, konnten wir sie nur bis 100 m nordwestlich Küblisbühlegg verfolgen (Tafel V). Es ist jedoch anzunehmen, dass sie dort durch eine Querstörung nach Norden verschoben ist. Denn wir finden bei Q. 1160 des Bärselbachs einen Bruch, der gegen E weiterzieht und gleiches Streichen und gleiche Sprunghöhe aufweist. Ein Anzeichen für eine Querstörung haben wir im anomalen Kontakt von Schrattenkalk und Drusbergschichten bei Q. 1170 des Weges von Schneebergli nach Kemmeriboden. Es dürfte sich um die Fortsetzung des ersten Querbruches östlich des Ax handeln.

Südlich Schneebergli ist die Verwerfung B—B durch gesackten Schrattenkalk verdeckt (vgl. Fig. 7). Eine Klippe von Schrattenkalk, die südlich des Baches auf Pectinitenschiefern liegt, lässt die Sackungsnatur dieser Masse deutlich erkennen. R. Schider hat diese Sackungs-Klippe auf seiner Karte, als tektonisch bedingt, rings durch Brüche umfahren.

Östlich Schneebergli ist der Bruch B—B in einem linken Nebenbach des Bärselbachs gut aufgeschlossen (Fig. 7). Er ist hier durch zahlreiche Querbrüche zerhackt. Da er den Schrattenkalk gegen weiche Globigerinenschiefer verwirft, sind hier die tektonischen Verhältnisse besonders deutlich sichtbar; denn die einzelnen Schrattenkalkschollen sind durch die raschere Erosion des Baches in den Globigerinenschiefern herauspräpariert.

Dass hier sekundäre Längsbrüche vorkommen, zeigen schmale Schrattenkalklamellen, die ein Dach von Complanatenschichten tragen. Sie liegen tiefer als die grösseren Schollen. Diese tiefere Lage deutet auf Zugwirkung beim Abgleiten der Decke hin, unter welcher beim Zurückbleiben der südlichen Schrattenkalkscholle die Lamellen in die entstehenden Klüfte hinein gesunken sein dürften. Die in diesen Gebieten auftretenden Bruchflächen fallen vorwiegend senkrecht, doch können auch Abweichungen bis 45° beobachtet werden.

DAS EOCAEN DES BRIENZERGRATES.

Die Nordseite des Brienzergrates (Wildhorn-Drusberg-Decke) wird vor allem durch Wangschichten gebildet, deren Verwitterungsschutt den grössten Teil des nördlich anschliessenden Eocaens bedeckt. Die einzigen Aufschlüsse in diesem Eocaen liegen zwischen P. 1644 südlich des Hundsknubels und der Gegend von Arnibergegg.

Trotzdem der Brienzergrat nicht mehr zu unserm Untersuchungsgebiet gehört, wollen wir diese Vorkommen hier kurz beschreiben, um sie später von den Gesteinen der Habkern-Mulde abtrennen zu können.

Das Eocaen der Brienzergrat-Kette ist nordöstlich anschliessend von D. Staeger (Lit. 82) und östlich unseres Gebietes von P. Beck (Lit. 9, p. 33) und von L. Vonderschmitt (Lit. 98, p. 7 -10) beschrieben worden. Ihre Resultate sind in Tabelle a mit den unsrigen verglichen.

Nummuliten-Lithothamnienkalk. Die einzigen in unserm Untersuchungsgebiet anstehenden Nummuliten-Lithothamnienkalke finden wir als kleinen Aufschluss am Grat südöstlich Arnibergegg, auf Q. 1760 des Weges zum Wannenpass als 2—3 m mächtige, helle, von weitem sichtbare Bank, die links und rechts des Aufschlusses unter dem Schutt untertaucht. Sie transgredieren über sandige Wangschichten mit grossen, glaukonitreichen Phosphatknollen. Im Dünnschliff zeigt der Nummulitenkalk neben spärlichen, eckigen Quarzkörnern aufgearbeitete Sedimentreste; 30—40% Lithothamnien; Rotaliden, Nummuliten (vorwiegend

A-Formen von ca. 1 cm max. Durchmesser), Discocyclinen; Bryozoen, Echinodermenbruchstücke, Reste von Austernschalen.

Von diesem Punkt stammenden Nummuliten-Lithothamnienkalk finden wir in einem Zug von erratischen Blöcken, der sich von hier über Ob. Laubersmad zum Bach nördlich Laubersmädli zieht (vgl. p. 99).

Tabelle a. Facielle Ausbildung des Eocaens der Brienzergrat-Kette.

D. Staeger Wilerhorn	L. Vonderschmitt Kräutergraben	P. Soder Brienzergrat	P. Beck Suggiturm
Linsen von „Wängenkalk“	Linsen von Lithothamnienkalk		
Stadschiefer	Stadschiefer mit eingelagerten Sandsteinen	Stadschiefer, oft etwas sandig	Stadschiefer und sandige Mergelschiefer
			Quarzsandstein Mergelschiefer mit Pyrit
Lutétienkalk (Nummuliten-Lithothamnienkalk) oft mit Basalbreccie Sandstein		Nummuliten-Lithothamnienkalk	Nummulitenkalk
Wangschichten.			

Erratikum aus ähnlichem Material kommt ferner in dem bei Q. 1260 in den Mürrenbach mündenden Seitenbach vor.

Im Anstehenden finden wir den Nummuliten-Lithothamnienkalk weiter westlich wieder, ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes, wo er bei Q. 1425 im Bach östlich Bruchläger ebenfalls über Wangschichten transgrediert. Dies Vorkommen verbindet dasjenige von Arnibergli mit dem von P. Beck am Suggiturm beschriebenen (Lit. 9, p. 33).

Diese Nummuliten-Lithothamnienkalke sind wohl dem Lutétien zuzurechnen. Charakteristische Nummuliten fehlen zwar. Doch spricht das Vorkommen von Discocyclinen mit relativ niedrigen Kammern und das Fehlen von Asterocyclinen und Heterosteginen eher gegen ein jüngeres Alter. Lithologisch ist der Kalk mit dem von L. Vonderschmitt als „Lutétienkalk“ beschriebenen identisch (Lit. 98, p. 8). Doch scheint in diesem westlichen Gebiet der bei Giswil vorhandene liegende Quarzsandstein ganz zu fehlen.

Hierher ist auch das Vorkommen von Nummulitenkalk nordöstlich P. 1644, südlich des Hundsknubels zu rechnen, das R. Schider (Lit. 76, p. 11) als von der Drusberg-Decke herstammend, aber durch den Schlierenflysch verschürft, beschrieben hat. Dieser helle Kalk gleicht makroskopisch und im Dünnschliff demjenigen von Arnibergegg vollkommen. Bemerkenswert ist darin das häufige Vorkommen von grossen Austern.

Dieser Nummuliten-Lithothamnienkalk stellt offensichtlich ein versacktes Paket dar, das einmal direkt südlich von seinem jetzigen Standort, etwa bei Q. 1730—1750, anstehend gewesen sein dürfte.

Globigerinenschiefer. Die von P. Beck (Lit. 9, p. 33) aus dem Hangenden des Nummulitenkalks beschriebenen Sandsteine konnten in unserm Gebiet nicht gefunden werden. Sie sind entweder von Schutt verdeckt, oder sie fehlen ganz, wie im Gebiet von Lungern–Giswil (Lit. 98, p. 10), oder sie sind als sandige Einlagerungen in den Stadschiefern weniger charakteristisch ausgebildet, wie dies in der Wilerhorn-Mulde der Fall ist (Lit. 82, p. 179).

Solche sandigen Schichten finden wir am Grat südlich P. 1644, südlich des Hundsknubels. Sie enthalten in kalkiger Grundmasse: ca. 80% Quarz; ca. 3% Glimmer, Pyrit und Glauconit; spärliche Lithothamnienreste; Rotaliden, Milioliden, *Globigerina bulloides* Lam.

In den übrigen Aufschlüssen finden wir nur mergelige und kalkige, z. T. fleckige Schiefer, welche den Typen a) und b) der Globigerinenschiefer im Südelbach entsprechen. Sie sind im Bacheinschnitt nördlich P. 1486 bei Bärsel mindestens 140 m mächtig aufgeschlossen. Bei Q. 1440 dieses Bächleins ist ihnen eine wenige cm mächtige, sandige Bank eingeschlossen. Diese enthält: 30—40% Quarz; über 5% Pyrit; Rotaliden, Globigerinen, Nodosaria, Discocyclina.

Die von L. Vonderschmitt und D. Staeger beschriebenen Lithothamnienkalklinsen (Wängenkalke) konnten in den Stadschiefern des Brienzergrates nicht beobachtet werden.

DIE HABKERN-MULDE.

Als Habkern-Mulde bezeichnen wir den zwischen Randkette und Brienzergratkette gelegenen Muldenzug, der aus dem Gebiet von Habkern durch das Quellgebiet der Grossen Emme und der Waldemme ins Schlierenbecken hineinzieht und der die „exotischen" Habkern- und Schlieren-Flyschmassen umfasst. Darüber sind die Giswiler Klippen überschoben.

F. J. Kaufmann hat die Gesteine der Habkern-Mulde noch ganz als stratigraphisch Hangendes der Kreide und des Tertiärs der Randkette und der Brienzergratkette betrachtet. Über seinen Pilatusschichten und Rigischichten folgten die Obwaldnerschichten (Schlierensandstein), die er schon zum Oligocaen zu stellen geneigt war. Die darüber liegenden Klippen fasste er zum Teil noch als normalstratigraphisch zum Tertiär gehörig auf (Iberger Schichten), zum Teil kannte er aber schon 1876 ihr mesozoisches Alter, ohne jedoch dafür eine tektonische Erklärung geben zu können (Lit. 51).

Als M. Lugeon (Lit. 60) 1902 der Deckenlehre zur allgemeinen Anerkennung verhalf, fasste er noch den gesamten Flysch der Habkern-Mulde als stratigraphisch Hangendes der helvetischen Kreide auf. Davon trennte er, als zur „zone des préalpes" gehörig die Klippen samt den „exotischen" Blöcken und der Oberkreide von Leimern ab (Lit. 60, pl. XVII), deren exotische Natur schon Quereau (Gegend von Merligen, Lit. 71) und deren kretazisches Alter De Grossouvre (Lit. 36, p. 576) erkannt hatten. H. Douvillé, welcher die „Leimernschichten" mit den helvetischen Globigerinenschiefern zusammenfasste, hat den „Wildflysch" von Habkern zur überschobenen „Harder-Decke BG" gerechnet (Lit. 25). 1907 haben sodann A. Buxtorf (Lit. 19) und C. Schmidt (Lit. 78 und 106) die Oberkreide von Leimern als zu den Klippen gehörig aufgefasst. A. Buxtorf vertrat damals zudem zum erstenmal die Ansicht, dass auch ein Teil des „Flyschs"

der Habkern-Mulde, besonders der Schlierensandstein, „exotischer" Herkunft sein könnte (Lit. 19, p. 196). Arn. Heim (Lit. 42, p. 96) hielt 1908 noch an der normalstratigraphischen Zugehörigkeit zur liegenden Kreide fest, während P. Beck (1908 und 1911, Lit. 8 und 9) und J. Boussac (1910 und 1912, Lit. 15 und Lit. 16, p. 507ff.) sich der Ansicht Buxtorfs anschlossen. J. Boussac nahm dabei an, dass die oberkretazischen Leimernschichten als ununterbrochene Sedimentreihe in den hangenden „Wildflysch" und den noch eocaenen Schlierensandstein übergingen (Junkholz, Lit. 16, p. 516). R. Schider (Lit. 76, p. 10ff.) schloss sich dieser Ansicht an, trotzdem er erkannt hatte, dass die Leimernschichten nicht nur an der Basis des überschobenen Flyschs, sondern auch in höheren Niveaux des „Wildflyschs" vorkommen (Lit. 105, Profil 10). R. Schider und H. Mollet haben aus der Basis des „Wildflyschs" Schürflinge von Wangschichten und Nummulitenkalk beschrieben und somit den Nachweis für dessen „exotische" Herkunft erbracht. Über diesem „Wildflysch", dem auch die Blöcke von Habkerngranit und die „Ölquarzite" angehören, liessen sie in kontinuierlichem Übergang die Schlierenmergel und den Schlierensandstein folgen. Damit fassten sie als Schlieren-Serie einen Komplex zusammen, den wir weiter oben als Ausfüllung der Habkern-Mulde definiert haben.

1912 hat P. Beck die Entstehung des „Wildflyschs" und der „Wildflysch-Decke", seiner „Niesen-Habkern-Decke, die er weit in die Ostschweiz hinein verfolgen zu können glaubte, durch recht komplizierte Vorgänge zu erklären versucht (Lit. 10). Er hielt an der Zugehörigkeit zur Klippendecke fest, während M. Lugeon (Lit. 62) und A. Buxtorf (Lit. 20) zeigten, dass der Niesenflysch der penninischen Bernhard-Decke angehört, der Habkern-Schlierenflysch dagegen am besten den „préalpes internes" zuzuordnen sei. E. Gagnebin sprach sich 1917 (Lit. 32) gegen eine Auffassung des Habkernflyschs als kontinuierliche, von der Oberkreide ins Eocaen reichende Sedimentationsreihe aus und wies auf die tektonischen Komplikationen innerhalb der Serie hin, sowie auf die Möglichkeit, dass ein Teil der oberkretazischen „Leimern"schichten, sowie die exotischen Blöcke durch submarine Rutschungen in den „Wildflysch" gelangt seien. Submarine Rutschungen hatte früher schon Arn. Heim (Lit. 41) zur Erklärung der Fältelung des Wildflyschs in Betracht gezogen.

L. Vonderschmitt unterschied 1923 (Lit. 98) im Gebiet der Giswiler Stöcke drei Arten von „Wildflysch": denjenigen unter der Schlieren-Serie, einen zweiten zwischen Drusberg-Decke und Schlierensandstein und einen dritten unter den Klippen. Mit A. Buxtorf (Lit. 20) betrachtete er „Wildflysch" und Schlierenflysch als einheitliche Serie. Einen Teil des Schlierensandsteins rechnete er zum Lutétien, den „Wildflysch" fasste er als älter und als eventuell aus den Leimernschichten hervorgehend auf.

J. Tercier (Lit. 88) betrachtete 1928 mit M. Lugeon (Lit. 62) einen Teil der Leimernschichten als tertiäre stratigraphische Einlagerung im „Wildflysch". Diese Ansicht ist 1931 von P. Liechti (Lit. 56 und 57) für die westliche Fortsetzung der Habkern-Mulde im Gebiet des Renggpasses wieder vertreten worden, wobei an die Möglichkeit einer Umlagerung von Oberkreide während des Eocaens gedacht wurde. Etwas anders war die Ansicht von E. Kraus (Lit. 52, 53), der alles, was Kaufmann als „Leimernschichten" bezeichnet hatte, für oberkretazisch, aber trotzdem für eine normalstratigraphische Zwischenlagerung einer bestimmten Facies im „Wildflysch" hielt. Der „Wildflysch" wurde damit als Basis der „Wildflyschdecke" oberkretazisch, während der hangende Schlierensandstein zum hangenden Obereocaen überleiten sollte.

1933 unternahm W. Leupold (Lit. 54) anhand neuer mikropaläontologischer Daten eine Revision des Flyschproblems und deutete darauf hin, dass im Süden des Helvetikums die Oberkreide statt von transgressivem Lutétien, von Paleocaen überlagert sei (vgl. auch Lit. 98, p. 11—14). Bei den Leimernschichten trennte er obereocaene Schiefer von den oberkretazischen, eventuell bis ins Paleocaen reichenden Kalken und Schiefern mit Globotruncana ab, wobei er die Möglichkeit offen liess, dass beim Vorliegen von tektonischen Störungen die eocaenen von den oberkretazisch-paleocaenen Leimernschichten überlagert sein können (Junkholz). Dieser Argumentation gemäss neigte er dazu, die Hauptmasse des Wildflyschs der Habkern-Mulde, als Basis des jungpaleocaenen Schlierenflyschs (Lit. 54, p. 315), zum älteren Paleocaen und zur jüngeren Oberkreide zu stellen. 1943 hingegen trennte er (Lit. 55) den „Wildflysch als besonderes tektonisches Stockwerk vom hangenden Schlierenflysch ab und bezeichnete ihn als „Schuppen mit Leimernfazies", bestehend aus Schürflingen aus dem südlich benachbarten Helvetikum, aus Oberkreidekalk mit Globotruncanen, vorwiegend priabonen Globigerinenfleckenmergeln und dunkeln Mergelschiefern. Die Heimat dieser Schuppen suchte Leupold noch auf dem Rücken der südlichen Teile der Wildhorn–Drusberg-Decke. Das die Gesteine dieser Schuppenzone aufbauende detritische Material bezog er aus der südlich der Drusberg-Decke angenommenen südhelvetischen Schwelle, die auch Material in das unmittelbar südlich von ihr gelegene Sedimentationsbecken des Schlierenflyschs geliefert hätte. Den Schlierenflysch brachte er in nahe Beziehung zum Wäggitaler Flysch, zum Sardonaflysch und zum Niesenflysch und neigte dazu, ihn zur Laubhorn-Decke zu stellen, die er bereits zum Penninikum rechnete.

L. Vonderschmitt und H. Schaub (Lit. 99) gelang es, die Trennung des Flyschs der Habkern-Mulde in zwei tektonische Einheiten durch Fossilfunde einwandfrei nachzuweisen[2]). Unter dem eigentlichen Schlierenflysch fanden sie in der Schlattrübi bei Alpnach neben oberkretazischen Leimernkalken und -schiefern Mergelschiefer und Lithothamnienkalke, die sie auf Grund von Vorkommen von Discocyclinen und Asterocyclinen und von *Nummulites fabianii* Prever eindeutig ins Priabonien stellen konnten. Gleichzeitig berichtete A. Buxtorf (Lit. 23) über einen Aufschluss im Schlierli bei Alpnach, wo priabone Schiefer mit Lithothamnienbreccien, die Discocyclinen und Asterocyclinen enthalten, unter Konglomeratbildung über oberkretazische Leimernschichten mit Globotruncanen transgredieren. Im Flysch der Unterlage des Schlierenflyschs fehlen somit im Gebiete von Alpnach die oberste Kreide, das Paleocaen und das untere und mittlere Eocaen.

Den Schlierenflysch hat H. Schaub (Lit. 99, p. 208—212) durch Fossilfunde ebenfalls eindeutig datieren können: die Basis wird von einer „wildflysch"-artigen, vorwiegend mergeligen Serie gebildet, die vom Maestrichtien zum Paleocaen überleitet. Darüber folgen paleocaene Sandsteine, dann Sandsteine mit mehr oder weniger mächtigen mergeligen Zwischenlagen, die in ihrem obern Teil zum Yprésien gestellt werden konnten.

Nach all diesen Funden ist also ein zwingender Grund vorhanden, die Schlieren-Serie vom liegenden Wildflysch abzutrennen, wobei die Frage offen bleibt, ob ein Teil der Leimernschichten zur Basis der Schlieren-Serie gehört.

Bei unsern Untersuchungen stellten wir uns zur Aufgabe, die von L. Vonderschmitt und H. Schaub durchgeführte Teilung der Habkern-Mulde in zwei tek-

[2]) Eine erste Mitteilung darüber erfolgte als Diskussionsvotum an der Versammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in Sion (1942).

tonische Einheiten in der Gegend zwischen Sörenberg und der Grossen Emme weiter zu verfolgen. Dabei mussten wir feststellen, dass in diesem Gebiet infolge des axialen Anstiegs der Mulde nur die untern Teile der Schlieren-Serie erhalten geblieben sind und dass sich die Vorkommen des Schlierenflyschs auf die weitere Umgebung des Hundsknubels beschränken. Viel ausgedehntere Vorkommen bilden in unserm Untersuchungsgebiet die restlichen Gesteine der Habkern-Mulde, die zur Unterlage des Schlierenflyschs gehören. Diese Gesteine möchten wir nach den klassischen Vorkommen im Habkerntal und wegen des Auftretens von Habkerngranit als Habkern-Zone zusammenfassen und der Schlieren-Zone gegenüberstellen. Im folgenden werden wir zuerst von der Habkern-Zone und dann von der Schlieren-Zone je eine detaillierte Beschreibung geben.

Die Untersuchungen im Flysch werden durch das nur spärliche Vorhandensein von Aufschlüssen erschwert. Der starke Wechsel von harten und weichen Schichten fördert die Schuttbildung, und ein grosser Teil der Aufschlüsse wird von Schutt bedeckt. Weite Flächen liegen unter Moränenschutt, der seinerseits zum grössten Teil aus Flyschtrümmern besteht. Diese sind nicht immer leicht vom Anstehenden zu unterscheiden. Bei dem feuchten Klima ist die Vegetation auf den undurchlässigen Flyschböden ausserordentlich stark entwickelt und lässt nur hie und da einem Aufschluss Platz. Gute Aufschlüsse sind meist auf Anrisse in Bächen beschränkt.

Die Habkern-Zone.

Die Grenzlinie zwischen der Habkern-Zone und den nördlich anschliessenden Globigerinenschiefer haben wir weiter oben verfolgt (p. 59). Die Trennung zwischen Habkern- und Schlieren-Zone ist, infolge des verschiedenen Alters der Gesteine dort, wo Fossilien vorhanden sind leicht durchführbar (vgl. Tafel V und p. 90). Eine Gliederung der Habkern-Zone selbst ist jedoch weit schwieriger. Die Lagerungsverhältnisse sind hier äusserst kompliziert. Bei der Verbindung der einzelnen Aufschlüsse untereinander ist stets grösste Vorsicht anzuwenden. Die Gesteine, die den Flysch aufbauen, sind stark ineinander vermengt. Neben ruhiger gelagerten, mehr oder weniger ausgedehnten Komplexen (Globigerinenschiefer und Leimernschichten), finden wir jene arg verwalzten und durchkneteten Schichten, für die Kaufmann (Lit. 51, p. 553) die Bezeichnung „Wildflysch" eingeführt hat. Deren Aufbau zu erklären und deren Alter und Entstehung zu deuten, bildet eines der grossen Probleme der Flyschforschung.

Als „Wildflysch" hat R. Schider (Lit. 76) teils wild verfaltete, teils ruhig gelagerte Mergel bezeichnet, denen stellenweise dichte, feinkörnige, bis grobbrecciöse Sandsteine zwischengelagert sind. Als Einschlüsse im „Wildflysch" hat er die in unserm Gebiet weit verbreiteten grossen und kleinen Vorkommen von Leimernschichten und ein Vorkommen von Nummulitenkalk aufgefasst. Dieser Nummulitenkalk, der bei P. 1644 südlich des Hundsknubels liegt, gehört jedoch nicht zur Habkern-Zone: es handelt sich um ein versacktes Paket, das aus der Tertiärserie des Brienzergrates stammt (vgl. p. 68).

Die Leimernschichten (Oberkreide) können heute eindeutig neu definiert und von ähnlich aussehenden tertiären Gesteinen unterschieden werden (p. 74). Sie treten z. T. in ausgedehnteren Paketen, z. T. als kleinere Einschlüsse in den dunklen Mergelschiefern (Wildflysch) auf.

Die Globigerinenschiefer (Fleckenmergel) der Habkern-Mulde bilden ebenfalls einen einheitlichen Komplex und können leicht von den Leimern-

schichten und vom „Wildflysch" abgetrennt werden. Ihr tertiäres, für einen Teil von ihnen sicher priabones Alter ist sichergestellt (vgl. unten).

Die übrigen Gesteine der Habkern-Zone, der eigentliche „Wildflysch" Kaufmanns, sind viel schwerer zu definieren als Globigerinenschiefer und Leimernschichten. Lithologisch unterscheiden wir: Sand- und Siltsteine, dunkle Mergel und Kalke. Die Sandsteine gehen stellenweise in grobe Breccien und Konglomerate über. Die Mergel enthalten merkwürdige „exotische" Einschlüsse von Siltstein, Sandstein, Breccien, Konglomeraten, Granit und von kleineren Paketen von dunklen Kalken und Leimernkalken.

Wir werden hier zuerst die lithologisch-stratigraphischen Verhältnisse der Globigerinenschiefer und der Leimernschichten untersuchen. Ein drittes Kapitel, das dem Wildflysch gewidmet ist, behandelt auch die gegenseitigen Beziehungen der verschiedenen lithologisch-stratigraphischen Komplexe der Habkern-Zone. In der Zusammenfassung wird versucht, ein Bild der Sedimentationsverhältnisse zu geben, wie sie sich für diesen Abschnitt der Habkern-Zone ableiten lassen.

1. Globigerinenschiefer (Fleckenmergel).

Weiter oben (p. 49ff.) bezeichneten wir als Globigerinenschiefer eine Gesteinsserie, die aus kalkigen, tonigen und sandigen Schiefern, mit lokalen Zwischenlagerungen von Sandsteinen und Lithothamnienbreccien besteht. Ganz ähnliche und gleichaltrige Gesteine treten auch im Innern der Habkern-Mulde auf. Diese Vorkommen sind auf einen Streifen beschränkt, der aus dem Gebiet des obern Schöniseibachs über Arniberg und Käsboden ins Bärselbachgebiet hinüber streicht. Trotz ihrer Ähnlichkeit mit den Gesteinen der Südelbach-Serie, ist wohl kaum ein Zusammenhang vorhanden.

Unter den Globigerinenschiefern dieser Gebiete wiegt der tonig-siltige und der kalkig-mergelige Typ (a und b der Schiefer im Südelbach) vor. Überall finden wir in Dünnschliffen, teils nur spärlich, teils reichlich vorhandene, grosse Globigerinen (*Globigerina* cf. *bulloides* d'Orb.). Sie erlauben uns, diese Schiefer von ganz ähnlichen, oberkretazischen Leimernschichten zu unterscheiden. Sand- und Siltsteine und Lithothamnienbreccien sind nur an einzelnen Stellen in die Schiefer eingelagert. Sie sind aber wegen ihres Fossilinhaltes für die Datierung der Schiefer besonders wertvoll.

Die Globigerinenschiefer im Gebiet von Schöniseibach–Gross Arniberg–Käsboden bilden einen einheitlichen Komplex, der ganz zum Priabonien zu rechnen sein dürfte. Wir fanden folgende Fossilien:

Lithothamnien (bis 30% des Gesteins), *Distichoplax biserialis* (Dietrich), *Pycnoporidium lobatum* Yabe & Toyama (vgl. Lit. 2), Rotaliden (darunter *Eponides* und *Gyroidina*), Globigerinen, Gypsinen, *Pellatispira* cf. *madaraszi* Hantken, Discocyclinen (darunter ein Äquatorialschnitt einer mikrosphärischen Form), Asterocyclinen (sehr häufig), kleine Nummuliten (besonders in sandigem Gestein), *Heterostegina* cf. *helvetica* Kaufm., *Spiroclypeus* sp., Bryozoen.

Die wichtigsten Fossilfundstellen sind (vgl. Tafel V):

Im Schöniseibach, am linken Ufer bei Q. 1380. Das Gestein ist stark sandig und reich an Lithothamnien; bemerkenswert ist hier das Auftreten von *Pellatispira*.

Bei Gross-Arniberg, im Waldgebiet nördlich und westlich der Hütte, auf Q. 1420–1520. Den Mergelschiefern sind recht fossilreiche, bis 3 m mächtige Sandsteinbänke zwischengelagert.

200 m NNE Käsboden finden wir auf Q. 1420 fossilreiche Mergelschiefer mit sehr reicher Discocycliniden-Fauna. Bei Q. 1470 des Weges zur Ob. Laubersmad sind Lithothamnienbreccien

aufgeschlossen, welche mit denjenigen der Südelbach-Serie übereinstimmen (vgl. p. 55), aber viel reicher an Foraminiferen sind.

Die von uns im Gebiet von Schöniseibach–Gross Arniberg–Käsboden gefundenen Faunen, die in zahlreichen Dünnschliffen und in reichlichem isoliertem Material vorliegen, weisen Formen auf, die dem Priabonien angehören. Neben den zahlreichen Asterocyclinen sind es hauptsächlich *Heterostegina* und *Spiroclypeus. Pellatispira*, die auch im Priabon des Wildhorngebietes vorkommt, weist auf eine nahe Verwandtschaft zwischen unsern Globigerinenschiefern und denjenigen der südlichen Gebiete der Wildhorn-Decke (Lit. 75).

Die Globigerinenschiefer im Bärselbach und in dessen linken Nebenbächen, im Gebiet von Q. 1350 –1365 (nördlich Bärsel) scheinen die westliche Fortsetzung der Aufschlüsse von Käsboden zu bilden. Es ist auch möglich, dass die Globigerinnenschiefer des Zuflusses des Bärselbaches südlich Schwand zum gleichen Komplex gehören. Hier finden wir zwischen Q. 1330 und 1445 eine nahezu 100 m mächtige Serie aufgeschlossen. Die Schiefer sind im untern Teil etwas sandig, im obern mehr tonig. Sie sind reich an Globigerinen.

Ein isoliertes Vorkommen von Globigerinenschiefern finden wir östlich der Unt. Laubersmad, bei Q. 1330 des Bärselbachs. Die Schiefer bilden hier zwei kleine Gewölbe (vgl. 13 in Fig. 8). Sie zeigen Übergänge in sandige Lagen und Sandsteine, die neben zahlreichen Globigerinen auch Rotaliiden, Nodosarien und Discocyclinen (Bruchstücke) enthalten. Es sind auch Übergänge in dunkle, fleckige Kalke mit Radiolarien vorhanden, wie wir sie schon aus der Südelbach-Serie erwähnen konnten (p. 53). Gleiche Kalke treten auch im Wildflysch auf.

Ein weiterer isolierter kleiner Aufschluss von fleckigen, globigerinenreichen Kalkmergeln befindet sich 250 m NNE Blatten, auf Q. 1580. Neben zahlreichen Globigerinen kommen hier auch vereinzelte Globorotalien vor. Dieser Aufschluss liegt an einer Stelle, wo wir Schlierenflysch erwarten würden. Wir vermuten, dass hier eine tektonische Störung vorhanden ist.

Den Globigerinenschiefern des Bärselbach-Gebietes fehlen Zwischenlagerungen von Sandsteinen und Lithothamnienbreccien ganz. Wir neigen dazu, sie mit denjenigen von Schöniseibach–Gross Arniberg–Käsboden, deren östliche Fortsetzung sie zu bilden scheinen, ins Priabon zu stellen.

2. Leimernschichten (Obere Kreide).

Als Leimernschichten hat F. J. Kaufmann 1872 (Lit. 49, p. 164, s. a. Lit. 51, p. 552) nach der Lokalität Leimern zwischen Beatenberg und Habkern „seewenartige, weisse, rote und grüngraue Kalke und Mergelschiefer mit charakteristischer nie fehlender Foraminiferenfauna" bezeichnet. Er wies auf ihre Verknüpfung mit dem Flysch hin und stellte sie mit diesem zu den priabonen Rigischichten, während er die Foraminiferen mit denjenigen des Seewerkalks verglich (s. a. Lit. 40, p. 214ff.). Aus diesen Foraminiferenfaunen hat E. C. Quereau (Lit. 71, p. 85ff.) *Pulvinulina tricarinata (= Globotruncana lapparenti tricarinata)* beschrieben, eine Form, die er auch in den Couches rouges (Oberkreide) der Préalpes Romandes und des Mythen, sowie, allerdings weniger häufig, im Seewerkalk der helvetischen Alpen vorfand. Trotz dieses letzteren Vorkommens in Ob. Kreide stellte Quereau die Leimernschichten und die Couches rouges ins Tithon und in die Untere Kreide. Erst später wurde das oberkretazische Alter dieser Schichten und damit ihre Verwandtschaft mit dem helvetischen Seewerkalk festgestellt (Lit. 36, p. 576) und eine mikropaläontologische Unterscheidung von hellem Oberkreidekalk und Tithonkalk ermöglicht (Lit. 58, p. 7ff. und 27). In den 1930er Jahren ist der Leitwert der Globotruncanen für die obere Kreide (Lit. 97, 92) allgemein anerkannt und die Verteilung der einzelnen Globotruncanenarten auf die verschiedenen Oberkreideabteilungen untersucht worden (Lit. 14, 33, 72, 95, 13).

Das Auftreten von Globotruncanen in der gesamten Leimernkalkserie der Typlokalität Leimern zwingt uns, nur oberkretazische Kalke und Mergelschiefer als Leimernschichten zu bezeichnen. Alle tertiären Gesteine, welche F. J. Kaufmann und spätere Autoren (z. B. Lit. 6, p. 109) zu den Leimernschichten gezählt haben, und welche schon L. Vonderschmitt (Lit. 98, p. 11) als besondern „Typ 2 ohne *Pulvinulina tricarinata*" *(= Globotruncana)* von den echten Leimernschichten abgetrennt hat, entsprechen der Definition Kaufmanns nicht: Es fehlt ihnen die „charakteristische, nie fehlende Foraminiferenfauna" (= Fauna mit Globotruncanen usw.).

Eine facielle Verknüpfung der Leimernschichten mit dem Flysch (Lit. 53, p. 42) sowie der Ausdruck „Leimernflysch" (Lit. 55, p. 248, p. 281ff.) scheinen uns ebensowenig zutreffend zu sein: Die Leimernschichten sind faciell, lithologisch und stratigraphisch mit den Seewerschichten des Helvetikums und mit den Couches rouges der Préalpes verwandt und zeigen infolge Fehlens von reichlichem detritischem Material viel mehr Ähnlichkeit mit den übrigen Sedimenten der alpinen Kreide als mit dem Flysch (vgl. Lit. 91, p. 183ff.). (Das häufige Auftreten von Radiolarien und von durch Treibholz verfrachtetem exotischem Material in den Couches rouges der Tours d'Aï [Lit. 46, p. 642] deuten auf langsame Sedimentation mit spärlicher Materialzufuhr, also nicht auf Flyschfacies hin.)

Die Unterscheidung von Seewerkalk, Leimernschichten und Couches rouges beruht einzig auf dem Auftreten dieser Schichten in den nur schlecht gegeneinander abzutrennenden Sedimentationsbereichen des Helvetikums, des „Ultrahelvetikums" und der Préalpes. Die Leimernschichten hat man wegen des Fehlens von Pithonellen vom stets recht pithonellenreichen Seewerkalk zu unterscheiden versucht (Lit. 44, p. 41). Tatsächlich konnten in den Leimernschichten unseres Untersuchungsgebietes nur vereinzelte Pithonellen gefunden werden. Dünnschliffe vom Schlierli bei Alpnach (Sammlg. Geol. Inst. Basel, vgl. auch Lit. 23) zeigen jedoch, dass dieselben auch in den „ultrahelvetischen" Leimernschichten in grosser Zahl auftreten können.

Dagegen unterscheiden sich die Leimernschichten vom Seewerkalk des zentralschweizerischen Helvetikums dadurch, dass sie in ihrem vertikalen faciellen Bereich jüngere Schichten umfassen, so namentlich den Altersbereich der Amdener-Facies (vgl. p. 76). Dies ist im Seewerkalk der Westschweiz, am Rawilpass schon angedeutet (Lit. 14, p. 371 und Lit. 75, p. 248/49). Der Ablagerungsraum der Leimernschichten nimmt eine Zwischenstellung ein zwischen demjenigen des Seewerkalk und demjenigen der Couches rouges. Letztere reichen bis ins Paleocaen hinauf (Lit. 13 und 95).

Die grosse Ähnlichkeit der Leimernschichten, des Seewerkalks und der Couches Rouges untereinander stellen die Berechtigung eines besondern Namens in Frage. Wir halten im folgenden an der Bezeichnung Leimernschichten für Schichten, die der obigen Definition entsprechen, fest und warten die Resultate weiterer Untersuchungen ab.

In Dünnschliffen von Leimernschichten konnten folgende Fossilien erkannt werden:

Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli (=*Globotr. linnei* auct.) (häufig),
Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau) (besonders häufig),
Globotruncana lapparenti coronata Bolli,
Globotruncana leupoldi Bolli,
Globotruncana stuarti de Lapparent,
Globigerina cretacea d'Orb.,
Gümbelinen, Cristellarien, Resten von Inoceramenschalen.

An Makrofossilien sind nur einzelne, noch gut erhaltene Inoceramenschalen zu verzeichnen, die auf Q. 1415, nördlich Q. 1390 des Baches nördlich Thürndliwald gefunden werden konnten.

Die Globotruncanenfunde zeigen, dass die Leimernschichten vom Turonien bis ins Aturien hinaufreichen. Die Lapparenti-Formen gehören nach Bolli (Lit. 14, p. 239) dem Unt. Turonien bis Campanien an. Höher oben finden wir nur noch *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau), zusammen mit *Globotruncana leupoldi* Bolli und *Globotruncana stuarti* De Lapparent. Diese Gemeinschaft ist typisch für das Aturien (Campanien-Maestrichtien). Sie fand sich:

bei Grossgfäll, 75 m östlich P. 1494;
im Bärselbach bei Q. 1315 und etwas unterhalb Q. 1350;
300 m und 450 m SW der Unt. Laubersmad, auf Q. 1410 und 1430, bei Q. 1460 an der nördlichen Sitenegg;
im Bächlein 350 m östlich Hinterschwand (nördlich Tannigsboden);
bei Q. 1200 des Mürrenbachs und im Graben 350 m südöstlich von Vord. Schönisei.

Wie wir sehen, lässt sich aus der Verteilung dieser Fauna keine Gesetzmässigkeit ableiten. Es ist uns nicht möglich gewesen, eine vollständige, vom Turonien bis ins Aturien reichende Serie von Leimernschichten aufzufinden: Die im Schöniseibach in einer Mächtigkeit von über 200 m aufgeschlossene Folge enthält nur Leimernschichten, die dem Turonien-Emscherien angehören.

Die Leimernschichten umfassen Kalke, Mergel und Mergelschiefer. Die Kalke können mehrere Meter mächtig sein oder nur dünnbankige Einlagerungen in den Mergelschiefern bilden. Die eher seltenen Quarzkörner sind kaum grösser als 0,2 mm. Der Glaukonit ist fast ganz auf die schiefrige Varietät beschränkt und auch hier nur spärlich vorhanden (unter 2%). Recht verbreitet ist Pyrit, der oft in Stäbchen oder Knollen angereichert ist, die an der Oberfläche rostig anwittern. Oft sind die Kammern der Globigeriniden von Pyrit ausgefüllt. Das fleckige Aussehen gewisser Leimern-Gesteine, besonders der Schiefer, und das Auftreten von dunklen Pigmentflecken wird wohl durch Pyritkörner hervorgerufen, teils in Verbindung mit kohliger Substanz. Feinste, diffus verteilte Pyritpartikel dürften auch die schwache Blaufärbung verursachen, die an vielen Leimernkalken beobachtet werden kann. Dagegen verdanken die grünen und roten Leimernschichten ihre Farbe wohl verschiedenen Oxydationsstufen des Eisens. Grüne Leimernkalke sind recht verbreitet. Wir finden sie z. B. auf Q. 1260 des Schwendibachs. Die rote Varietät tritt seltener auf. Bei Salwiden stechen einzelne rote Bänke bei Q. 1330 des Weges aus dem Grase hervor (Schider hat diesen Aufschluss auf seiner Karte (Lit. 105) ca. 200 m zu weit westlich eingezeichnet). Weitere kleine Vorkommen von roten Leimernschichten finden wir bei Sörenberg, ca. 200 m westlich der Hintern Schönisei (auf Q. 1230 des Bächleins, Koord. 185,50/646,06, ferner nördlich P. 1542 der Sitenegg und 250 m südöstlich Blatten. Die schönsten Aufschlüsse von roten Leimernschichten in unserm Untersuchungsgebiet waren schon F. J. Kaufmann bekannt (Lit. 51, p. 187). Sie befinden sich bei Arnibergegg, namentlich auf Q. 1500—1530 nordöstlich der Alp und auf Q. 1550 des Weges, der von Käsboden nach Käsboden-Wängstall führt. Hier ist deutlich zu beobachten, wie die z. T. einige Meter mächtigen roten Niveaux, die offenbar nur ganz lokale Bildungen sind, seitlich auskeilen und von grauem Leimernkalk abgelöst werden.

Die roten Leimernschichten bilden also keinen durchgehenden Horizont, der mit dem roten Seewerkalk des Helvetikums verglichen werden könnte. Möglicherweise besteht zwischen diesem roten Seewerkalk und den roten Leimernschichten unseres Untersuchungsgebietes auch ein Altersunterschied. In den letzteren tritt *Globotruncana lapparenti coronata* auf, die nach Bolli im roten Seewerkalk noch

nicht vorkommt (Lit. 14, p. 239), sondern erst in einem höheren stratigraphischen Niveau (Ob. Turon-Coniacien) auftritt.

Während im östlichen Teil der Habkern-Mulde, im Gebiet der Entlen und der kleinen Schliere, die Leimernschichten vorwiegend als kleine, oft kleinste Pakete im „Wildflysch" eingebettet sind (Lit. 23, p. 204), gibt es in unserm Untersuchungsgebiet viel mächtigere und ausgedehntere Vorkommen. Sie liegen als längliche Komplexe im Streichen der Habkern-Mulde. Ihrer Lage wegen wäre man leicht versucht, einzelne dieser Komplexe zu ausgedehnteren Zügen zu verbinden, etwa so, wie Schider (Lit. 76, p. 28) Leimernschichten zu einer nördlichen und einer südlichen Wildflyschzone zusammengefasst hat.

Die älteren Autoren haben die Leimernschichtenpakete als tektonische Schürflinge aufgefasst. Leupold, der die Habkern-Zone als „Schuppen mit Leimernfacies" bezeichnet hat, hat ebenfalls an eine tektonische Entstehung gedacht. Das Priabon wurde dabei als stratigraphisch Hangendes der Schürflinge oder Schuppen betrachtet (Lit. 23, 55).

Wir neigen eher zur Ansicht, dass es sich sowohl bei den grösseren, wie bei den kleineren Komplexen von Leimernschichten um submarine Rutschpakete handelt, die im Wildflysch einsedimentiert worden sind (vgl. auch p. 83–85).

3. Wildflysch.

Als Wildflysch bezeichnen wir gemäss der Definition Kaufmanns (Lit. 51, p. 553) Sand- und Siltsteine, vorwiegend dunkle Kalke und Mergel mit „exotischen" Einschlüssen, Breccien und Konglomerate der Habkern-Zone. Die Wildflysch-Gesteine sind z. T. ruhig gelagert, z. T. stark durcheinander verwalzt und miteinander vermengt. In der geologischen Karte 1 : 100000 (Lit. 102) hat Kaufmann alle Vorkommen von Leimernschichten zum Wildflysch gerechnet. Wir haben die grösseren Vorkommen von Leimernschichten und Globigerinenschiefern, die sich kartographisch ausscheiden lassen, vom Wildflysch abgetrennt. Die kleineren Leimernpakete haben wir als „exotische" Einschlüsse beim Wildflysch belassen. Unter Wildflysch verstehen wir weder ein Gestein eines bestimmten Alters noch eines bestimmten lithologischen oder faciellen Aspektes, sondern ein stratigraphisch-tektonisch bedingtes Gesteinsgemenge, das einer bestimmten Zone unseres Untersuchungsgebietes (Habkern-Zone) angehört und das wir aus rein praktischen (kartographischen) Gründen als Einheit auffassen.

Um von dieser kompliziert aufgebauten Gesteinsgemeinschaft sogleich ein konkretes Bild geben zu können, stellen wir hier die Verhältnisse dar, wie sie uns in den besten Aufschlüssen der Habkern-Zone in unserm Untersuchungsgebiet, im obern Bärselbach (Fig. 8) und besonders bei P. 1299 südwestlich Salwideli (Fig. 9, 10, 11), entgegentreten.

Im Anschluss an die detaillierte Beschreibung dieser Lokalitäten kommen wir auf das Verhältnis der einzelnen Gesteine zueinander und damit auf das Problem der Sedimentation des Wildflyschs zu sprechen.

Längsprofil des obern Bärselbachs.

Im oberen Bärselbach finden wir von unten nach oben folgende Aufschlüsse (Fig. 8):

1. Globigerinenschiefer der Südelbach-Serie (unterhalb Q. 1280, vgl. p. 60).
2. Fleckige, kalkreiche Schiefer mit Globigerinen. Diese sind oberhalb der Mündung des Baches, der vom Husegg her kommt, aufgeschlossen. Sie enthalten Zwischenlagerungen von dunklem Kalk mit Radiolarien. Ob diese Schiefer wirklich zum Wildflysch der Habkern-Mulde oder

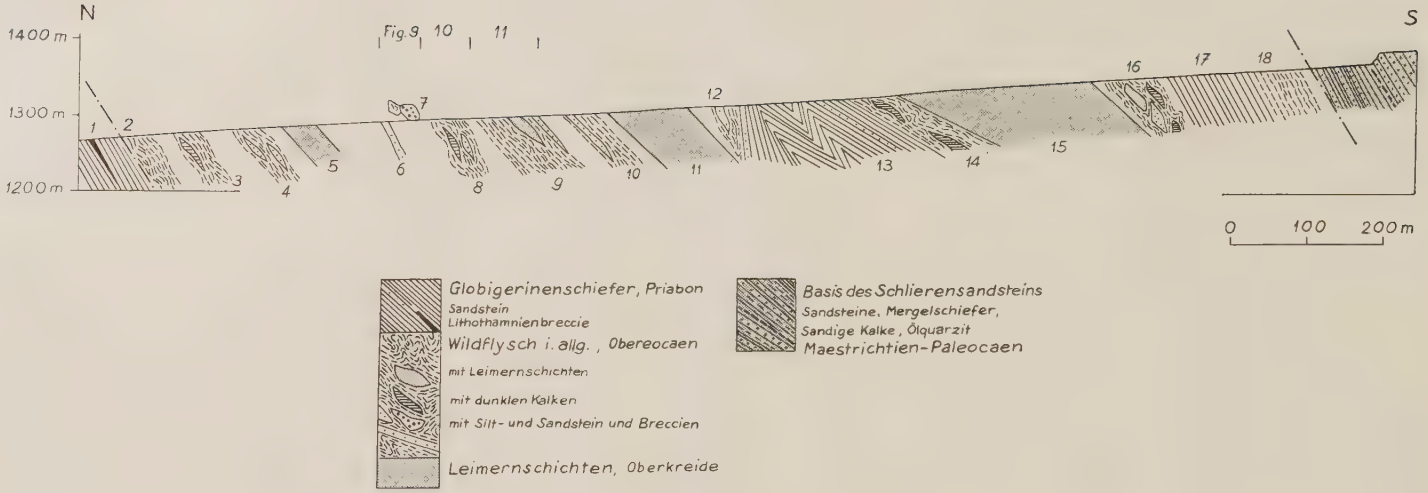


Fig. 8. Längsprofil des oberen Bärselbachs. Maßstab 1 : 10000.

Die Zahlen 1 18 verweisen auf den Text. 1 Südelbach-Serie, 2 18 Habkern-Zone, südlich an 18 anschliessend: Schlieren-Zone.
Für die Schichten 7—9 vgl. Fig. 9—11.

Die Darstellung der Schichten, namentlich der Einschlüsse im Wildflysch ist dem Maßstab entsprechend schematisiert.

zu den Globigerinenschiefern der Südelbach-Serie gehören, können wir nicht entscheiden. Trotzdem gleichartige Gesteine auch in der Südelbach-Serie vorkommen (vgl. p. 57), rechnen wir sie zum Wildflysch, weil uns dies in Anbetracht der lokalen Verhältnisse (vgl. Tafel V) wahrscheinlicher erscheint.

3. Dunkle Schiefer mit Zwischenlagerungen von Radiolarienkalk.
4. Ähnliche dunkle Schiefer wie in 3., mit stark verbogenen Siltsteinzwischenlagen.
5. Kalkig und schieferig ausgebildete, graue Leimernschichten, zu beiden Seiten des Baches aufgeschlossen.
6. Siltsteinbank.
7. Polygene Breccien und Konglomerate. Grosser Block von Habkerngranit (Fig. 9).
8. Dunkle Wildflyschschiefer, wechsellagernd mit Radiolarienkalk, mit Einschlüssen von Siltstein, polygenen Breccien, Habkerngraniten, Lithothamnienbreccien, dunklen Kalken und grauem Leimernkalk (Fig. 10).
9. Helle, fleckige Globigerinenschiefer und dunkle Mergelschiefer mit Einschlüssen von Siltstein und von grösseren Leimern-Paketen. Darüber ist eine Siltstein-Bank aufgeschlossen (Fig. 11).

Die Aufschlüsse 7—9 sind weiter unten genauer besprochen.

10. Wildflyschschiefer mit Einlagerungen von kleineren Leimern-Paketen. Untergeordnet sind den Wildflyschschiefern dunkle Kalke zwischengelagert.
11. Kalkige und schiefrige Leimernschichten, z. T. stark verwalzt, von zahlreichen Calcitadern durchsetzt.
12. Dunkle Schiefer, Siltstein und grober, brecciöser, quarzreicher Sandstein mit seltenen Bruchstücken von Discocyclinen. Der brecciöse Sandstein enthält nicht näher bestimmbare Körner sedimentären Ursprungs.
13. Sandige Globigerinenschiefer, ähnlich denjenigen der Südelbach-Serie (vgl. p. 53), mit bis 50 cm mächtiger, zwischengelagerter Sandsteinbank. Die Schiefer bilden zwei kleine, nach N überliegende Gewölbe.
14. Dunkle Schiefer mit Einlagerungen von Siltstein und von siltigen Kalken, in die liegenden Globigerinenschiefer 13. übergehend.
15. Mächtiges Leimern-Paket, wie 11.
16. Z. T. helle, globigerinenreiche, z. T. dunkle Schiefer mit Einlagerungen von siltigen Bänken und mit Einschlüssen von „exotischen" Breccien. Diese Breccien enthalten chloritreichen Granit und sind darum grün gefärbt.
17. Globigerinenschiefer, wie 13.
18. Dunkle Mergelschiefer und Kalke, Siltstein, ähnlich wie 14., aber etwas kalkiger.

Zur Schlierenzone gehören:

19. Plattige Sandsteinbänke mit siltig-schieferigen Zwischenlagen (enthält Globotruncanen, Orbitoides und Siderolites).
20. Dünnbankige, oft schieferige, feinkörnige Sandsteinbänke und Ölquarzite.
21. Grobkörnige Sandsteinbänke.

Im folgenden treten wir näher auf die in Fig. 9, 10 und 11 dargestellten Aufschlüsse bei P. 1299 im Bärselbach ein (7, 8, 9 in Fig. 8).

Aufschlüsse am Bärselbach bei P. 1299. Im Wäldchen links des Bärselbachs, 80 m nordwestlich P. 1299 finden wir einen grösseren Aufschluss (7 in Fig. 8) von granitischen Breccien und Konglomeraten, die mit einem recht ansehnlichen Habkerngranitblock in naher Beziehung stehen.

Dieser Block ist unter b in Fig. 9 dargestellt. Er besteht ganz aus typischem Habkerngranit, einem grobkörnigen biotitführenden sauren Alkaligranit mit fleischroten Alkalifeldspäten. Dessen Zusammensetzung beträgt nach roher Schätzung[3]):

ca. 40% Quarz
ca. 55% Alkalifeldspat
ca. 5% Biotit, Erz und Serizit

[3]) Herr A. Günthert hatte die Freundlichkeit, die hier gegebenen Daten zu überprüfen.

Die Alkalifeldspäte erreichen eine Grösse von 3 cm. Die Kristalle bestehen z. T. aus Albit (mit typischen polysynthetischen Zwillingen), z. T. aus Kalifeldspat. Sie sind an der Oberfläche des Gesteins immer stark verwittert. Der Quarz zeigt die für den Habkerngranit charakteristische ölig-grüne Farbe. Zwischen X-Nicols löscht er undulös aus.

Vom ganzen Granitblock sind im Querschnitt ungefähr 15 m^2 aufgeschlossen. Sein Inhalt dürfte mindestens 70—100 m^3 betragen. Der Granit weist eine mässige Klüftung auf.

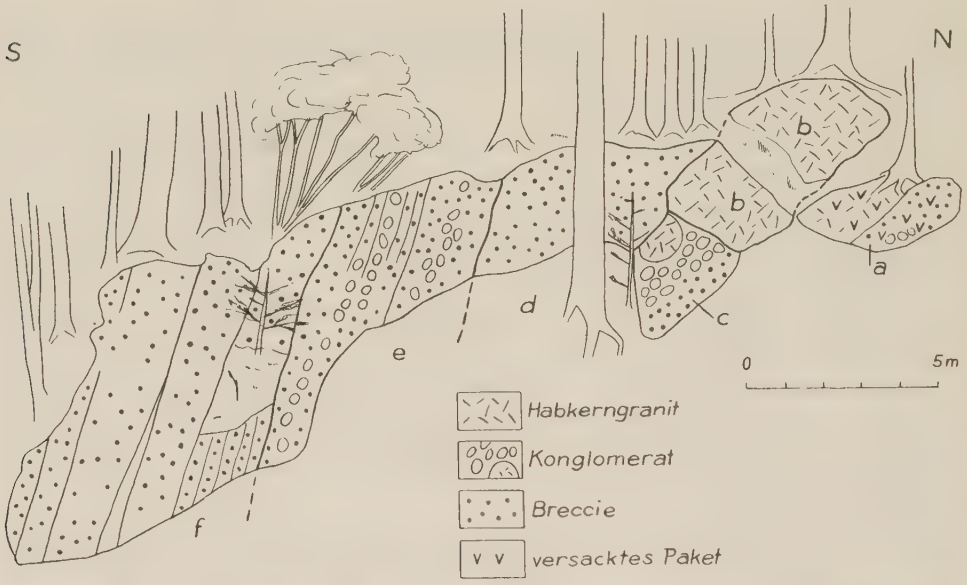


Fig. 9. Aufschluss von Habkerngranit und polygener Breccie bei P. 1299 im Bärselbach. Maßstab 1 : 200. a versackter Granit und Breccie, b Block von Habkerngranit, c grobes Konglomerat, d Breccie, e Breccie mit konglomeratischen Einstreuungen, f Breccie gegen Süden feinkörnig mit kalkigem Bindemittel und Foraminiferen.

Von diesem Block abgebrochen dürfte das versackte Paket a in Fig. 9 sein. Es besteht aus Habkerngranit und einem darüber transgredierenden Konglomerat.

Das unmittelbare Liegende des Blocks b ist nicht aufgeschlossen. 10 m nördlich von ihm finden wir kohlige siltig-sandige Schiefer (6 in Fig. 8). Im Hangenden folgt auf den Granit eine ca. 16 m mächtige Serie von Breccien mit eingestreuten faust- bis kopfgrossen gerollten Komponenten (c—f), die stellenweise zu echten Konglomeratbänken zusammentreten. Konglomeratische Bänke finden wir unter c und e in Fig. 9. Das grobe Konglomerat c weist gut gerollte Komponenten bis über 1 m Durchmesser auf.

Die Komponenten der Breccien und Konglomerate sind ihrer Zusammensetzung nach zum Teil mit dem Granit des grossen Blockes identisch. Ein anderer Teil besteht aus grünlichem saurem Alkaligranit bei dem der Biotit zum grössten Teil in Chlorit umgewandelt ist, 5—10% Biotit und Chlorit, 35—40% Quarz, ca. 50 % Alkalifeldspat (Kalifeldspat + Plagioklas). Während die groben Breccien in der Nähe des Granitblockes sehr kalkarm sind, enthalten die feineren Breccien im obern Teil des Aufschlusses (f in Fig. 9) reichlich sedimentäre Kom-

ponenten und kalkiges Bindemittel. Sie führen auch Foraminiferen. Dünnschliffe dieses Gesteins zeigen in einer kalkig-sandigen Grundmasse, neben kleineren Bestandteilen vorwiegend eckige Komponenten von 3—5 mm und einzelne grössere gerundete Gerölle bis über 4 cm Durchmesser. Die Habkerngranite wiegen unter den grösseren Komponenten vor. Unter den Sedimenten erkennen wir eocaene Kalke mit Discocyclinen und Rotaliden, radiolarienreiche Kalke, spongienreiche Kalke, oolithische Kalke und Kalke des Malm und der Unt. Kreide mit *Calpionella* sp.

Die Organismenreste nehmen 10—20% des Gesteins ein. Am zahlreichsten sind die Lithothamnien, daneben kommen Discocyclinen, Asterocyclinen, kleine Nummuliten (bis 1 cm Durchmesser), Bryozoenreste und vereinzelte Globigerinen vor. Glaukonit ist nur ganz spärlich vorhanden. Diese Breccien sind sicher eocaenen Alters. Leider erlauben die Foraminiferen, die nur im Dünnschliff untersucht werden können, keine nähere Bestimmung und nähere Datierung.

Über den Konglomeraten folgt zunächst ein aufschlussloses Gebiet von ca. 35 m. Darüber finden wir bei P. 1299, am linken Ufer des Bärselbachs, den Aufschluss 8 in Fig. 8. Er ist in Fig. 10 dargestellt. In diesem Aufschluss wird das Anstehende von einer mächtigen Moräne überlagert und ist daher nicht immer leicht von den Blöcken der Moräne zu unterscheiden.

Nördlich des Weges nach Unt. Laubersmad finden wir vorwiegend radiolarienreiche, dunkle, meist etwas fleckige, pyritführende Kalke (a in Fig. 10), in Form von 2—5 cm mächtigen, seitlich oft rasch auskeilenden Bänklein. Ihnen sind dünne, selten über 1 cm mächtige dunkle Mergel und Mergelschiefer zwischengelagert. Die Darstellung auf Fig. 10 ist diesen Geröllen entsprechend schematisch. Die Grenze zwischen Mergel und Kalk zeigt meistens Rutschharnische. Neubildungen von Calcit sind in den Kalken recht häufig.

Die Kalke zeigen im Dünnschliff ausser zahlreichen rekristallisierten Radiolarien seltene Quarzsplitter von max. 0,02 mm Durchmesser und ganz selten Glaukonit.

Stellenweise sind die mergeligen Lagen bis 20 cm mächtig (b) und enthalten dann recht merkwürdige Bildungen. Es sind dies elliptische bis kugelförmige Einschlüsse aus polygen-brecciösem und granitischem Material (c). Die Einschlüsse erreichen einen Durchmesser von über 20 cm. Ihre Oberfläche ist teils rauh, wobei die einzelnen Komponenten der Breccien deutlich heraustreten, teils sind sie von Rutschharnischen begrenzt, die ihnen ein „geborstenes" Aussehen geben. Fichter hat entsprechende Gebilde Brotkrustenbomben verglichen (vgl. Lit. 28, p. 95). Die granitischen Einschlüsse bestehen ausschliesslich aus Habkerngranit mit roten Feldspäten und aus grünem Alkaligranit. Die Breccien enthalten ausser den Graniten auch ziemlich reichlich sedimentäres Material, vorwiegend dichten braunen Kalk, dunklen Kalk mit Radiolarien und schrattenkalkähnliches Gestein. Glaukonit ist z. T. recht verbreitet, ebenso Pyrit. Ihrer Zusammensetzung nach stimmen diese Breccien mit den aus Fig. 9 f beschriebenen überein. Während der grössere Teil dieser Breccien recht fossilarm ist, fanden wir in einem Dünnschliff neben ca. 20% Lithothamnien kleine Nummuliten (spärlich), Discocyclinen, Rotaliden, Resten von Bryozoen und Austernschalen. Die Fossilien zeigen durchwegs Aufarbeitungsspuren.

Neben diesen Breccien enthalten die mergeligen Schiefer auch Einschlüsse von Leimernschichten (d) mit *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau), *Globigerina cretacea* d'Orb. und *Gümbelina* sp. Dass die Leimernschichten tektonisch stark beansprucht worden sind, zeigen die darin zahlreich auftretenden Calcitadern. Wir glauben jedoch nicht, dass sie auf rein tektonischem Wege in die

Wildflyschmergel gelangt sind, sondern neigen vielmehr zur Annahme, dass sie als submarine Rutschpakete einsedimentiert worden sind (vgl. p. 85).

Oberhalb des Übergangs des Weges von Salwideli nach Unt. Laubersmad finden wir die dunklen, radiolarienführenden Kalke und Kalkmergel (e in Fig. 10) nach einem kurzen Unterbruch des Aufschlusses wieder.

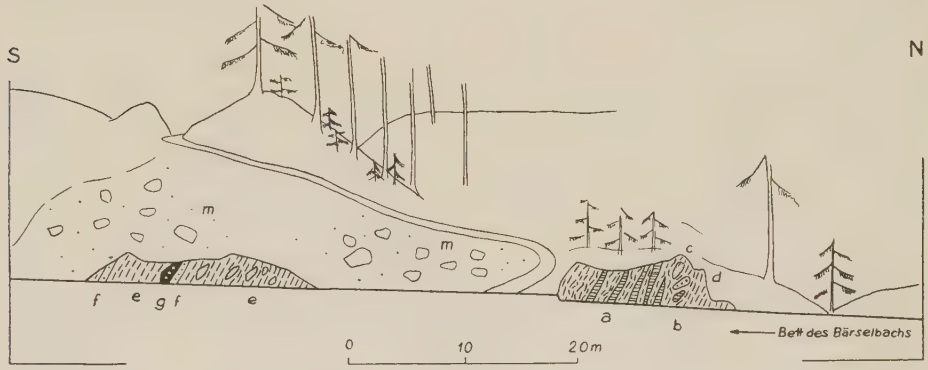


Fig. 10. Aufschluss im Bärselbach bei P. 1299, linkes Ufer. a dunkler, schiefriger Wildflysch mit Lagen von dunklem Kalk mit Radiolarien, b dunkle Schiefer mit Einschlüssen, c Einschluss von Leimernschichten in b, d Einschluss von polygener Breccie in b, e helle Schiefer mit Einschlüssen, f Siltstein, g Lithothamnienbreccie, m Moräne.

Die Zwischenlagerungen von dunklen Mergeln mit Einschlüssen sind hier eher spärlich vorhanden. Die grobbrecciösen Einlagerungen sind seltener und kleiner als in a. Neben diesen kommen Einschlüsse von dunklem, feinkörnigem Silt- bis Sandstein vor, die ihrer stellenweise durch Glaukonitanhäufung bedingten grünen Farbe wegen an „Ölquarzite" erinnern. Die Kalkmergel zeigen oft Übergänge im Siltstein. 30 m südlich des Wegüberganges wird der Aufschluss von einer 30—40 cm mächtigen Siltbank (f) abgeschlossen. Bemerkenswert ist im obern Teil des Aufschlusses ein Einschluss einer eher feinkörnigen, lithothamnienreichen Breccie (g), der im Querschnitt ca. 40 × 50 cm misst.

Im Dünnschliff bemerken wir neben reichlich vorhandenen eckigen Quarzkörnern (30—40%, max. Korngrösse 3 mm), spärlichen Pyrit und wenig Glaukonit, schwer definierbare Sedimentreste, darunter feinkörnige, quarzreiche Sandsteine; kleine Bruchstücke von biotitreichem Habkerngranit und von grünlichem Granit mit stark chloritisiertem Biotit und grossen Alkalifeldspäten. Neben Lithothamnienbruchstücken und Resten von Bryozoen und Austern enthält die individuenreiche Foraminiferenfauna: Rotaliden, *Schlumbergerina*, Discocyclinen, Asterocyclinen, kleine Nummuliten (bis 3,5 mm Durchmesser) und Bruchstücke von *Heterostegina*.

Diese Fauna gleicht derjenigen der foraminiferenreichen priabonen Breccien der Globigerinenschiefer des Südelbachs und von Käsboden–Arniberg. Ihr Alter ist Priabon.

Die Form dieses Einschlusses zeigt, dass die Breccie bei ihrer Einbettung in die radiolarienreichen Kalke und Kalkschiefer schon verfestigt war. Wir können daher mit Sicherheit sagen, dass auch diese Sedimente nicht älter als Priabon sein können.

Nach einem Unterbruch von ca. 25 m finden wir als Fortsetzung dieses Profils am rechten Ufer des Bärselbachs (Fig. 11, Aufschluss 9 in Fig. 8) zunächst ca. 12 m helle, fleckige, tertiäre Mergelschiefer (a in Fig. 11) mit grossen, stacheligen Globigerinen (*Globig.* cf. *bulloides* D'ORB.), die in ihrem obern Teil schwarze Mergel (b) enthalten und welchen als Einschlüsse einzelne bis 1 m mächtige Bänke von Leimernkalk (c) eingelagert sind.

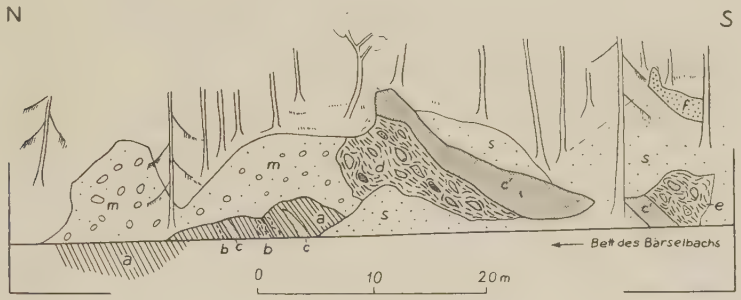


Fig. 11. Aufschluss im Bärselbach, oberhalb P. 1299, rechtes Ufer. a helle, tertiäre Schiefer mit Globigerinen, b dunkle Schiefer, c, c′ Leimernschichten, d, e Wildflysch mit Einschlüssen von Siltstein, Breccien und Lithothamnienkalk, f Siltstein, m Moräne, s Schutt.

Darüber folgen weitere 5—6 m heller, fleckiger Mergelschiefer, die ebenfalls einzelne Einlagerungen von Leimernkalk enthalten. Zwischen diesen Schichten und einer weiter oben folgenden 3—4 m mächtigen Leimernkalkbank (c), die mit 25—30° Einfallen den Hang hinaufzieht, finden wir dunkle Mergel (d) mit Einschlüssen von granitführenden Breccien und von Leimernkalk.

Diese dunklen Mergel stimmen mit den weiter oben vom linken Ufer des Bärselbachs (b in Fig. 11) beschriebenen überein und haben wohl wie diese obereocaenes Alter. Auch über der mächtigen Leimernkalkbank kommen solche dunkle, schlecht aufgeschlossene Kalkschiefer vor (e), die von einer über 1 m mächtigen Siltbank (f) überlagert werden.

Diskussion der Entstehung des Wildflysch.

(An Hand der Aufschlüsse im Bärselbach.)

Die in den Fig. 9, 10, 11 geschilderten Verhältnisse zeigen, dass im Wildflysch starke tektonische Vermengungen vorhanden sind. Andrerseits spricht die Tatsache, dass schwarze Mergel und kleinere und grössere Komplexe von Breccien, Sandsteinen und Leimernschichten nebeneinander vorkommen für die Möglichkeit einer sedimentären Einlagerung der Breccien, Sandsteine und Leimernschichten in die Flyschmergel. In der folgenden Diskussion erwägen wir die Wahrscheinlichkeit, die einer solchen Annahme zukommt.

In der Mehrzahl der bisherigen Darstellungen wurden die Einschlüsse des Wildflyschs, namentlich die Leimernschichten, aber auch die Vorkommen von Wangschichten und Nummulitenkalken und die exotischen Breccien als tektonische Schürflinge aufgefasst (Lit. 76, 68, 55).

Für die grösseren, namentlich für die aus Leimernschichten aufgebauten Pakete ist diese Auffassung zunächst recht wahrscheinlich: ihre längliche Form und ihre perlschnurartig ausgerichtete Lage im Streichen der Habkern-Mulde verleiten uns dazu, sie als eine Art Schuppen zu betrachten.

Für die kleinen, oft nur dezimetergrossen Linsen von Leimernkalk, Siltstein und Breccien, die ganz von Wildflyschmergeln umschlossen sind, kommt eine tektonische Einlagerung jedoch kaum in Frage. Wie wir weiter oben bemerkt haben (p. 81, zu c in Fig. 7) sind diese elliptoidischen bis kugelförmigen Gebilde oft ausgeschwänzt und ganz von Rutschharnischen begrenzt. Es lag daher nahe, sie tektonisch, durch Zerreissung von grösseren Bänken zu erklären und als „Tektonite" oder „Phakoide" zu bezeichnen (vgl. Lit. 37, p. 13 und Lit. 24, p. 127/28). Wir müssen jedoch darauf hinweisen, dass nach einer nachträglichen Durchbewegung, wie sie im Wildflysch der Habkern-Mulde wohl stattgefunden hat, tektonisch und sedimentär entstandene Einschlüsse nicht voneinander unterschieden werden können. Die Möglichkeit einer sedimentären Entstehung besteht also trotz dem Vorhandensein merklicher Spuren tektonischer Durchbewegung.

Einige Autoren haben die Leimernschichten als facielle Besonderheit innerhalb der Sedimentserie des Wildflyschs aufgefasst (Lit. 56, 57, 88). Aus dem verschiedenen Alter der oberkretazischen Leimernschichten und der priabonen Wildflyschmergel geht jedoch hervor, dass die Leimernschichten innerhalb des Wildflyschs Fremdkörper bilden.

P. Beck, der den Flysch der Gegend von Habkern genauer untersucht hatte, hat für den Wildflysch teilweise sedimentäre Entstehung angenommen (Lit. 8). Das Material des Wildflyschs bezog er von einer heute zerstörten, überschobenen Decke (seiner Klippendecke). Die grösseren Leimernvorkommen wären dabei als grössere, neben den kleineren Einschlüssen einsedimentierte Überbleibsel („Klippen") der überschobenen Decke zu betrachten[4]).

E. Gagnebin hat für die Entstehung der oberkretazischen Linsen im Wildflysch der Pléiades schon 1917 submarine Rutschungen in Betracht gezogen. Neuerdings hat Lugeon diese Ansicht wieder aufgegriffen (Lit. 64). Die einzelnen, von den „Cordilleren" losgelösten und durch ihr eigenes Gewicht in die Sedimentationsbecken hineingerutschten mehr oder weniger grossen Linsen, die er als „diverticules" bezeichnet hat, nehmen darnach am Aufbau des Wildflyschs in wesentlichem Masse Teil. Die diverticules Lugeons haben mit den Klippen Becks sehr viel Ähnlichkeit.

Wenn wir uns hier dem Prinzip Lugeons über die Entstehung der Einschlüsse im Wildflysch anschliessen, so tun wir es der folgenden Überlegungen wegen:

Im Wildflysch sind grosse und kleine Leimernpakete vorhanden, davon sind die kleineren deutlich, die grösseren wahrscheinlich ganz von Wildflyschmergeln umgeben. Ebenso verhält es sich mit den Graniten und exotischen Breccien. Die Breccien des Wildflyschs bestehen grösstenteils aus aufgearbeiteten Leimernschichten und Habkerngraniten und andern in exotischen Blöcken vorhandenen Gesteinstrümmern. Das Material der Breccien und dasjenige der von uns als submarin eingerutschte Pakete betrachteten Einschlüsse ist also identisch.

Die Breccien und Konglomerate (d—f in Fig. 9) sind sicher in Küstennähe abgelagert worden. Darauf deuten die gut gerollten konglomeratischen Einstreulinge und die zahlreich vorhandenen Reste von Austernschalen. Der grosse Hab-

[4]) Später hat Beck diese Ansicht etwas modifiziert (Lit. 9). Den Wildflysch mit den exotischen Einschlüssen bezog er von der „primären Habkern-Decke", die grösseren Leimern-Pakete (Leimern, Stelli, Stirne) hielt er für Überbleibsel seiner Klippen-Decke.

kerngranitblock (b in Fig. 9) ist entweder ein Stück Granitküste, wobei das Konglomerat vor dem Rutsch transgrediert ist, oder ein in unmittelbarer Küstennähe innerhalb des Konglomerats abgelagerter Block. Als solcher hätte er seiner Grösse wegen von den Wellen nicht bewegt werden können und wäre im konglomeratisch-brecciösen Material begraben worden, ohne einer weitern Aufarbeitung anheimzufallen.

Es ist wahrscheinlich, dass das Breccienpaket, samt Granitblock, in einem späteren Zeitpunkt als Ganzes in den Sedimentationsraum der Wildflyschschiefer hineingerutscht ist. Wahrscheinlich sind bei dieser Dislokation Komponenten und Bruchstücke, die sich von der Breccie losgelöst hatten, im Sedimentationsbecken der Schiefer weithin zerstreut worden. Hier finden wir sie heute in der Form der kleinen exotischen Blöcke wieder.

Auf diese Art scheint uns die Entstehung der exotischen Einstreulinge sowohl, als auch der Einschlüsse von Leimernkalk, am besten zu erklären sein.

Die eben geschilderten Verhältnisse sind denjenigen sehr ähnlich, welche J. Tercier (Lit. 90, p. 502) aus der Gegend von Schwefelberg beschrieben hat, wo neben einem grossen Malmpaket im Wildflysch kleine, gerollte Malmblöcke vorkommen, die mit einem nummulitenführenden Bindemittel zu einem Konglomerat verkittet sind.

Bei einer tektonischen Erklärung der Leimernpakete, wie sie den Darstellungen in der neueren Literatur (vgl. Lit. 23, 99, 55), zugrunde liegt, muss auffallen, dass im Liegenden der Leimernschichten nie älteres Mesozoikum hat gefunden werden können. In tektonischen Schuppen wäre es zu erwarten gewesen, in den submarinen Rutschlamellen ist seine Abwesenheit leichter erklärbar. Priabontransgressionen über Leimernschichten haben zwar lokal gefunden werden können (p. 89, Lit. 23). Ob sie vor oder nach der Dislokation der Leimernkalke stattgehabt haben, ist jedoch ganz unbekannt. Ausgedehntere Transgressionsbildungen jedoch, die bei einem Schuppenbau zu erwarten wären, fehlen ganz. Daraus geht hervor, dass wir über die Unterlage des Wildflyschs nichts aussagen können. Als Tatsache können wir nur festhalten, dass sich die Wildflyschmasse samt Einschlüssen nach ihrer Bildung von ihrer Unterlage losgelöst hat und in das Gebiet des heutigen Rückens der Niederhorn-Decke geraten ist.

Die obigen Ausführungen finden in der folgenden Beschreibung der wichtigsten Aufschlüsse ihre Bestätigung.

Übrige Aufschlüsse im Wildflysch.

Aufschlüsse im Schwendibach (bei Sörenberg). Gute Aufschlüsse und fossilführende Gesteine, die z. T. denjenigen von P. 1299 (Fig. 11) im Bärselbach sehr ähnlich sind, finden wir an verschiedenen Punkten im Schwendibach. In dessen Längsprofil treffen wir von unten nach oben (vgl. Fig. 12):

1. Ca. 5 m mächtig aufgeschlossene Serie von dunklen, grauen bis grünlichen Mergelschiefern mit zwischengelagertem, feinkörnigem, z. T. etwas kohligem Siltstein (beim Wegübergang von Vord. nach Hint. Schönisei). Die siltigen Lagen sind 5–40 cm mächtig und stark verwalzt. Ausser Rotalidenresten konnten darin keine Fossilien gefunden werden.
2. und 3. Ähnliche dunkle Mergelschiefer und Siltsteine wie in 1. Im Gebiet zwischen den Aufschlüssen 3 und 4 liegen im Schwendibach zahlreiche, bis 4 m^3 grosse Blöcke von Siltstein, von Habkerngranit, von Breccien mit granitischen Komponenten und von Konglomeraten mit Dolomit, braunen Kalken und Habkerngranit. Diese Blöcke sind wohl durch einen Lokalgletscher des Schwarzenegg-Gebietes hierher verfrachtet worden, denn im obern Schwendibach (Schicht 8) finden wir ähnliche Gesteine.

4. Ca 3 m mächtige Siltsteinbank, die sich im obern Teil in schiefrige Platten und dunkle Mergel auflöst. Eine 10 cm mächtige Mergellage besteht vorwiegend aus Crinoidentrümmern.
5. Graue bis grünliche, vorwiegend schiefrig ausgebildete Leimernschichten, am linken Ufer einen grösseren Aufschluss bildend.
6. Siltstein und helle, dünnplattige Kalke und Schiefer mit Fucoiden.
7. Dunkle Mergelschiefer mit bis über 1 m mächtigen, linsenartigen Einlagerungen von grünlichen und rötlichen Breccien mit sedimentären und granitischen Komponenten, deren Durchmesser 3 cm erreicht. Unter den sedimentären Komponenten finden wir Kalke mit Spongien, Radiolarienkalke und Urgonkalke. Ein Korn von Oberkreidekalk enthält *Globigerina cretacea* D'ORB. Die Fossilien in der Grundmasse zeigen oft Spuren von Aufarbeitung. Neben typisch eocaenen Nummuliten, Discocyclinen und Astrocyclinen treten Rotaliden und aufgearbeitete kretazische Globotruncanen auf (*Globotr. lapparenti lapparenti* BOLLI und *Globotr. stuarti* DE LAPP.).
8. Im untern Teil der hier aufgeschlossenen Serie finden wir bis 1,8 m mächtige Sandsteinbänke, die unten mit schon ziemlich feinen, quarzreichen Lagen beginnen und sich oben in dünnplattige Schiefer und Mergelschiefer mit Kohlenschmitzchen auflösen. Das Gestein zeigt deutliche Spuren von tektonischer Durchbewegung.

   Im obern Teil des Aufschlusses finden wir Wechsellagerungen von feinkörnigem, kalkreichem, glimmerigem Sandstein mit schieferigen Lagen, die kohlige Resten enthalten. Stellenweise kommen brecciöse bis konglomeratische Einlagerungen vor, deren Korngrösse 5 cm erreicht. Sie führen reichliches sedimentäres Material (so Urgonkalk, Oberkreidekalk mit Globotruncanen, Dolomit und braune Kalke); daneben kommen auch granitische Komponenten vor. In der Grundmasse treten kleine Nummuliten und Gypsinen auf.
9. Grobes Konglomerat, ähnlich dem aus 8. beschriebenen.
10. Dunkle Mergelschiefer mit Einlagerungen von polygenen Breccien, ähnlich den in 8. beschriebenen. In den Breccien finden wir Rotaliden, kleine Nummuliten, Discocyclinen, Asterocyclinen, Lithothamnien, Bryozoen und Dentalium, eine Faunengemeinschaft, die auf Obereocaen hindeutet. Fauna und Zusammensetzung dieser und der unter 8. beschriebenen Breccie stimmen mit denjenigen der Breccien bei P. 1299 im Bärselbach überein (vgl. p. 80/81, zu f in Fig. 9).

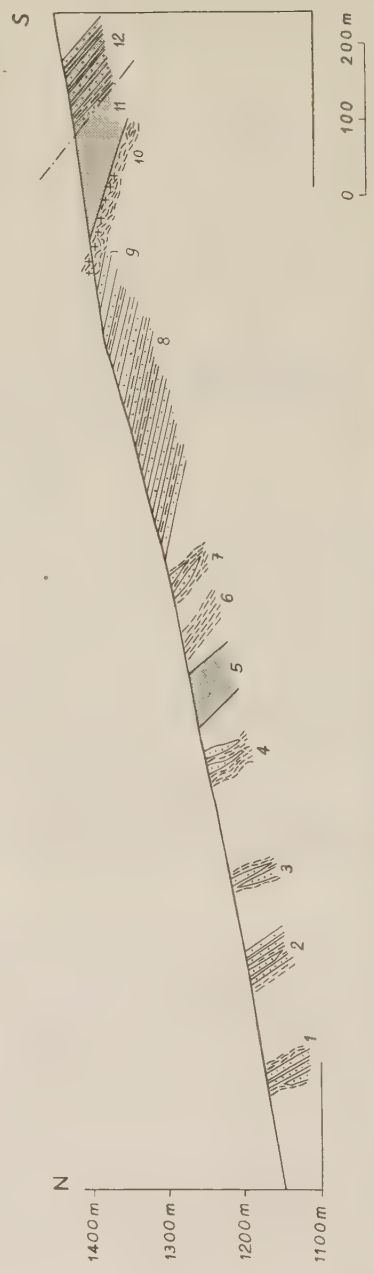


Fig. 12. Längsprofil des Schwendibachs, Maßstab 1 : 10000. Die Zahlen verweisen auf den Text, 1—11 Habkern-Zone, 12 Schlierenzone. Die Darstellung der einzelnen Schichten ist dem Maßstab entsprechend schematisiert.

11. Helle, schiefrige und kalkige Leimernschichten.
12. Fein- bis grobkörnige Sandsteine, fossilleer, lokal in helle, dichte, sterile Kalke übergehend. Den Aufschluss 12 rechnen wir zum Schlierenflysch.

In ihrem obern Teil enthalten die unter 10. beschriebenen Mergelschiefer wenige cm mächtige bituminöse Lagen mit reichlichen, erbsengrossen Pyritkonkretionen und besonders merkwürdigen Barytkugeln, deren Durchmesser bis 11 cm betragen kann. Solche Kugeln haben schon F. Baltzer (Lit. 7) von der Riedernalp und E. Hugi (Lit. 45, p. 31ff.) aus dem Gebiet der Giswiler Klippen beschrieben. Während diesen Autoren nur Barytkugeln aus dem Schutt bekannt waren, hat sie L. Vonderschmitt (Lit. 98, p. 11) auch im Anstehenden, nämlich ebenfalls in schwarzen Wildflyschschiefern sammeln können. Die Barytkugeln unseres Untersuchungsgebietes stimmen genau mit den Beschreibungen und den Bildern Hugis überein. Namentlich besitzt die eine, wie die bei Hugi (Lit. 45) auf Tafel 4, Fig. 2d abgebildete, als Rinde eine Schicht von feinen, ca. 1 cm langen, radial angeordneten Prismen.

Die Entstehung dieser Barytkugeln, besonders die Herkunft des Bariums ist noch rätselhaft. Es ist möglich, dass das Barium durch heisse, untermeerische Quellen zugeführt worden ist. Eine lagunäre Bildung, wie sie A. Wirz (Lit. 100, p. 73) für die Barytvorkommen im Meridekalk des Mte. San Giorgio angenommen hat, scheint uns weniger wahrscheinlich. Bemerkenswert ist bei den Ablagerungen im Schwendibach das gemeinsame Auftreten von Baryt und Pyrit.

Aufschlüsse im Bach 300 m westlich Hint. Schönisei (bei Sörenberg). Wir finden hier oberhalb Q. 1190:

1. Ca. 25 m braune bis schwärzliche Mergelschiefer mit zwischengelagerten, oft stark verquetschten Bänken von feinkörnigem Sandstein.
2. 5 m graue Leimernschichten mit zwischengelagerter, ca. 1. m mächtiger, roter Leimernkalkbank.
3. Ca. 50 m siltige, sterile Sandsteine, lokal in helle, dichte Kalke übergehend. Diese Gesteine möchten wir zum Schlierensandstein rechnen.

Bach südwestlich Rischli. Ca. 800 m südsüdwestlich Rischli sind in dem von Salwiden her kommenden linksseitigen Nebenbach der Waldemme bei Q. 1290 die Schiefer der Südelbach-Serie mit anomalem Kontakt von Wildflyschgesteinen überlagert. In die braunschwarzen Wildflyschschiefer sind oft über 1 m mächtige brecciöse Sandsteine eingelagert, die Spuren starker tektonischer Bewegung zeigen. Die Sandsteine sind quarzarm und führen reichlich Sedimentkörner, darunter Radiolarienkalke und Sandsteine mit sehr gut gerundeten Quarzkörnern. Die Grundmasse enthält Biotit, Pyrit, Glaukonit, seltene Lithothamnien, Bryozoen und Miliolen, Rotaliden, Gypsinen, Discocyclinen, Asterocyclinen und kleine Nummuliten.

Bach südlich Salwideli. Im untern Teil dieses Baches finden wir Globigerinenschiefer mit Einlagerungen von Sandsteinen und Lithothamnienbreccien (Südelbach-Serie, vgl. p. 52ff). Bei Q. 1290 folgen zur Habkern-Zone gehörige sandige Schiefer, Siltsteine, feinkörnige, plattige Sandsteine und dunkle Mergelschiefer. Diese enthalten grössere Komplexe von Leimernkalken mit *Globotruncana lapparenti* Brotzen. Ferner sind in die Mergelschiefer Lithothamnienkalke (über 75% unversehrte Lithothamnien) eingelagert, welche neben Bryozoen und Serpuliden Rotaliiden und Discocyclinen enthalten. Weiter oben finden wir in diesem Bach: Globigerinenschiefer mit Siltsteinzwischenlagen, dunkle Mergelschiefer mit Einlagerungen von Leimernkalk und dunkle Schiefer mit Siltstein. Im Bachbett

findet man hier Blöcke polygener Breccien, die aber aus der Moräne stammen dürften.

Bach südlich Husegg. Hier sind die Verhältnisse ähnlich wie im Bach südlich Salwideli. Im untern Teil des Baches herrschen neben grösseren Leimernkomplexen siltige Gesteine vor. Oberhalb der Strasse von Salwideli nach Unt. Laubersmad (bei Q. 1390) fanden wir in den kalkigen bis siltigen dunklen Mergelschiefern faust- bis kopfgrosse etwas gerundete Einschlüsse von Breccien mit vorwiegend kristallinem Material, von Lithothamnienbreccien mit Discocyclinen und Bryozoen, von Siltstein, Leimernkalk mit *Globotruncana lapparenti* Brotzen und von Ölquarzit. Diese Einschlüsse sind denjenigen von P. 1299 im Bärselbach (c in Fig. 10) vergleichbar.

Zufluss des Bärselbachs östlich Schneebergli. Der bei Q. 1180, östlich Schneebergli in den Bärselbach mündende linke Nebenbach verläuft in seinem untern Teil in Globigerinenschiefern der helvetischen Schichtserie. Darüber folgen bei Q. 1260 wenige Meter mächtige, spröde, phyllitische Schiefer, welche Knauer von Leimernkalk enthalten. Sie werden überlagert von Leimernschichten (vgl. auch Fig. 7) und siltig-mergelige Schiefer mit Siltsteinbänken. Bei Q. 1300 finden wir am rechten Ufer schwarze schieferig-siltige Mergel mit Einschlüssen von Breccien und Sandsteinen. Die Breccien enthalten als Komponenten Habkerngranit, dunkle Silexsplitter und spärliches sedimentäres Material. Die Sandsteine sind reich an Glaukonit und enthalten Discocyclinen und kleine Nummuliten. Über diesen Mergeln folgt eine ca. 5 m mächtige Bank (Fossilfundstellen in Tafel V) von grobkörnigem Sandstein (Körner bis zu 8 mm Durchmesser). Der Sandstein besteht aus den gleichen Komponenten wie die weiter oben beschriebenen Breccien. An seiner Basis zeigt er folgende Fossilien: Lithothamnien, Bryozoen, Rotaliden, Discocyclinen, Asterocyclinen (darunter ein Exemplar der B-Form), kleine Nummuliten (recht zahlreich), Operculinen (oder Hetrosteginen; nur in Axialschnitten beobachtet, stets mit grossem Zentralpfeiler). Diese Faunengemeinschaft deutet auf obereocaenes Alter hin.

Gegend von Gustischwand. Dunkle, phyllitische und braune, siltige Schiefer, denen zentimeterdünne bis 20 m mächtige Leimernkomplexe zwischengelagert sind, finden wir in den kleinen Zuflüssen des Bärselbachs 100 m und 300 m NE Gustischwand und in den Nebenbächen des Schöniseibachs 250 m SW Gustischwand und 600 SSE Küblisbühlegg. Hier treffen wir auch dunkle Radiolarienkalke.

Ein Aufschluss am linken Ufer des Schöniseibachs bei Q. 1180 (Fossilfundstelle) zeigt: in dunklen Mergelschiefern eine ca. 1 m mächtige Sandsteinbank. Neben reichlichem Quarz (50—60%, Korngrösse bis 3,5 mm) finden wir als Komponenten Sedimentkörner, darunter Oberkreidekalk mit Pithonellen und *Globotruncana lapparenti* Brotzen. Die Grundmasse enthält:

Miliolen *(Triloculina* und *Quinqueloculina)*, Rotaliden (darunter *Eponides*), Nummuliten (Durchm. bis 3,5 mm), Discocyclinen, Asterocyclinen, Operculinen, *Heterostegina* cf. *helvetica* Kfm., *Assilina* sp. (ein Exemplar tangential geschnitten), Bryozoen und Reste von Austernschalen. Die Foraminiferenfauna zeigt i. A. priabones Alter an; die *Assilina* (Lutétien oder Alteocaen) ist wohl aufgearbeitet.

Über dieser Sandsteinbank folgen 5—6 m dunkle Schiefer und Radiolarienkalke mit Einlagerungen von Leimernschichten (mit *Globotr. lapparenti* Brotzen); darüber liegen ca. 3 m schieferige, feinkörnige, quarzreiche Sandsteine mit kleinen Nummuliten und Rotaliden.

Aufschlüsse in der Gegend von Arnibergli. Im Bächlein 400 m NW Arnibergli, auf Q. 1440 finden wir eine recht interessante grobe Breccie. Sie enthält an Komponenten:

Scharfkantige Bruchstücke von Leimernkalk (bis 10 cm Durchmesser), mit *Globotruncana lapparenti* Brotzen und Pithonellen (nur in wenigen Körnern auftretend).

Sandige Kalksteine (ca. 30% Quarz, Körner bis 0,1 mm Dm.) mit Glaukonit und Phosphatknollen.

Kalke mit Radiolarien und Spongiennadeln.

Die Grundmasse enthält neben zahlreichen Lithothamnien Discocyclinen, Asterocyclinen, Nummuliten (bis 12 mm Durchmesser) und zahlreiche Resten grosser Austern. Es dürfte sich bei diesem Vorkommen um eine eocaene Transgressionsbreccie über das Leimernpaket, das weiter oben aufgeschlossen ist, handeln. Ihr genaues Alter ist unbestimmt, die häufigen Discocyclinen und Asterocyclinen deuten auf Obereocaen hin.

Weiter im Osten findet sich auf dem Grat zwischen Käsboden und Arnibergegg in schlechten Aufschlüssen feinkörniger, recht quarzreicher Sandstein, der dem Hohgantsandstein recht ähnlich ist. Fossilien haben darin nicht gefunden werden können. Nach ihrer Lage und lithologischen Ausbildung ist dies Gestein zur Habkern-Zone zu rechnen. Schider hat es zum Schlierenflysch gezählt (vgl. Lit. 105).

Gebiet des Mürrenbachs. Bei Q. 1200 und unterhalb Q. 1250 finden wir im Mürrenbach siltige, dunkle Schiefer und Sandsteine. Letztere führen Sedimentkörner, darunter Oberkreidekalk mit *Globotruncana lapparenti* Brotzen und *Globigerina cretacea* d'Orb. Die Grundmasse enthält zahlreiche Rotaliden, dünnschalige Globigerinen und Lithothamnien. Letztere sind wie im Gebiet des Hundsknubels (vgl. p. 92) randlich meist rekristallisiert. Auffällig ist bei diesen Gesteinen das Fehlen typisch eocaener Formen. Ihre Lage veranlasst uns, sie zur Habkern-Zone zu zählen.

Sandsteine 150 m und 400 m SW Schwand enthalten keine Foraminiferen, aber aufgearbeiteten Oberkreidekalk mit Globotruncanen und Pithonellen.

Ca. 300 m N Schwand fanden wir im Wildflysch einen quarzreichen Sandstein mit vereinzelten Discocyclinen und Gypsinen.

Die Schlieren-Zone.

Wie unsere Untersuchungen gezeigt haben, sind die Vorkommen von Schlierensandstein in unserem Gebiet nicht so ausgedehnt, wie sie R. Schider auf seiner Karte (Lit. 105) dargestellt hat.

In der Gegend von Ob. Laubersmad-Käsboden-Arniberg haben wir zeigen können, dass Sandsteine und Globigerinenschiefer vorkommen, die gemäss ihrem Alter und ihrer lithologischen Ausbildung von den Gesteinen der Schlierenserie ganz und gar verschieden sind.

Die Sandsteine bei Arnibergegg (vgl. oben), die Schider wohl veranlasst haben, den Hügel zwischen Bärselbach und Schöniseibach fast ganz zum Schlierensandstein zu zählen und deren Alter von uns nicht hat bestimmt werden können, weichen in ihrer lithologischen Ausbildung ebenfalls vom Schlierensandstein ab.

Die Gesteine der Schlieren-Zone kommen somit in unserm Untersuchungsgebiet nur in der weiteren Umgebung des Hundsknubels vor. Genaue Altersbestimmungen waren nur an 3 Fossilvorkommen möglich, bei denen Globo-

truncanen der stuarti-Gruppe, *Orbitoides* und *Siderolites* cf. *calcitrapoides* Lam. auf Maestrichtien schliessen lassen. Diese Vorkommen befinden sich im Bärselbach bei Q. 1380, im Bach 200 m südwestlich Blattli, bei Q. 1430 und im Bach nördlich Thürndliwald, bei Q. 1420. Sie gehören der Basis des Schlierenflyschs an.

Höheren Schichtgliedern der Schlieren-Zone dürften jene Gesteine angehören, welche den eigentlichen Hundsknubel aufbauen. Die schlechten Aufschlüsse, die starke Verwitterung und die spärliche Fossilführung, vor allem das Fehlen von Nummuliten, erlauben eine nähere Datierung dieser Schichten nicht.

Basis der Schlierenserie.

Aufschlüsse im Bärselbach. Zwischen Q. 1370 und Q. 1390 finden wir im Bärselbach die Basis der Schlierenflyschserie an die 100 m mächtig aufgeschlossen (Fig. 8). Dünnschliffe des untern Teils dieses Aufschlusses zeigen recht oft Foraminiferen.

Wir finden hier vorwiegend 20—40 cm mächtige, eher feinkörnige meist plattige Sandsteinbänke (19 in Fig. 8) mit vorwiegend dünnen siltig-schiefrigen Zwischenlagen. Die Sandsteine sind recht kalkreich, wittern etwas bräunlich an und führen parallel zu den Schichtlagen oft grössere Muskowitschuppen. Vereinzelt kommen Bänke von „Ölquarzit", d. h. von feinkörnigem quarzreichem Sandstein mit reichlichem, ebenfalls sehr feinkörnigem Glaukonit vor.

Im obern Teil des Aufschlusses variiert die Korngrösse innerhalb der etwas mächtigeren Sandsteinbänke stärker. Fossilien konnten hier keine gefunden werden.

Siltige Kalke aus dem untersten Teil des Aufschlusses, am linken Ufer bei Q. 1370 haben einige Ähnlichkeit mit Wangschichten. Sie zeigen im Dünnschliff:

10–12% Quarz (eckige Körner von max. 0,1 mm Durchmesser), etwas Pyrit, spärliche kleine Glaukonitkörner.

Reichliche Spongienreste.

Vereinzelt: *Globotruncana stuarti* de Lapparent, *Globigerina cretacea* d'Orb., Rotaliiden, Nodosarienbruchstücke und agglutinierende Kleinforaminiferen.

Dünnschliffe der dünnbankigen Sandsteine unterhalb des Wasserfalls bei Q. 1380 (20 in Fig. 8) enthalten:

40–45%, selten mehr, Quarz in z. T. gerundeten Körnern von max. 0,5–3 mm Durchmesser. Glaukonit (besonders im feinkörnigen Sandstein), Pyrit, Muskowit, vereinzelte Feldspäte. Zahlreiche Sedimentkörner, darunter Ob. Jura–Unt. Kreide-Kalk mit *Calpionella alpina* Lorenz, Urgonkalk mit *Salpingoporella*, Oberkreidekalk mit *Globotruncana lapparenti* Brotzen.

Im Bindemittel treten auf: *Globotruncana stuarti* de Lapp., *Globotr.* cf. *leupoldi* Bolli, *Orbitoides* sp., *Siderolites* cf. *calcitrapoides* Lam., Gümbelinen, Nodosarien, Rotaliden, darunter *Cibicides*, Lituoliden (selten), seltene Echinodermenresten, spärliche Bryozoen und Lithothamnien. Die Lithothamnien sind randlich, z. T. auch im Innern, meistens rekristallisiert.

Dünnschliffe aus Sandsteinen des mittleren Teils des Wasserfalls oberhalb Q. 1380 lieferten ausser ganz vereinzelten, unbestimmbaren Kleinforaminiferen keine Fossilien. Der Quarzgehalt beträgt hier 70—80%. Die Korngrösse des Quarzes variiert hier zwischen 0,1 und 8 mm. Wir erkennen weiter Glaukonit Muskowit, Pyrit und nicht näher bestimmbare Sedimentresten.

Aufschlüsse im Bach 200 m südwestlich Blattli. Im Quellbach des Bärselbachs 200 m südwestlich Blattli sind zwischen Q. 1430 und Q. 1440 sandige Mergelschiefer und Siltsteine aufgeschlossen. Die graubraunen, sandigen Mergelschiefer an der Basis des Aufschlusses zeigen im Dünnschliff in kalkig-toniger Grundmasse:

Ca. 45% Quarz in Körnern von durchschnittlich 0,5 mm, vereinzelt bis 4 mm Durchmesser, Sedimentkörner, darunter Urgonkalk. Pyrit, stets etwas Glaukonit, kohlige Substanz. *Globotruncana ? stuarti* DE LAPP., Gümbelinen, dünnschalige Globigerinen, Rotaliden, Lituoliden.

Die Fossilien sind durchwegs schlecht erhalten, was eine nähere Bestimmung verunmöglicht.

In zwei weitern Sandsteinvorkommen in diesem Bach, bei Q. 1490 und Q. 1500 haben keine Fossilien gefunden werden können. Es ist wahrscheinlich, aber nicht sicher, dass sie zum Schlierenflysch gehören.

Aufschlüsse im Bach nördlich Thürndliwald. Im Bach nördlich des Thürndliwalds ist die Basis der Schlierenserie zwischen Q. 1410 und 1430 sehr schön aufgeschlossen (Fossilfundstelle Taf. V). Weitere kleinere Aufschlüsse finden wir zwischen Q. 1445 und 1455 des gleichen Baches. Bei Q. 1410 stösst der untere Teil der Schlieren-Zone mit anomalem, offenbar durch einen Bruch bedingtem Kontakt an Leimernschichten. Die Sandsteine bilden im untern Teil des Aufschlusses das gleiche Bild wie bei Q. 1380 im Bärselbach. Hingegen haben wir etwas weiter oben, bei Q. 1420 Übergänge der plattigen, ruppigen, braun anwitternden Sandsteine mit Gümbelinen und Globotruncanen (*Gl. ? stuarti* DE LAPP) in feinkörnige sandige Schiefer, feine Siltsteine, siltige Sandsteine mit Fucoiden, seltener in muschelig brechende, sehr reine, hellgraue Kalksteine, die vollständig fossilleer sind. Die kalkigen und siltig-kalkigen Schichten zeigen stets eine lederbraune Anwitterungsfarbe. Die Sandsteine und sandigen Schiefer enthalten Muskowitschuppen, welche meistens in der Schichtfläche liegen.

Die Übergänge vom groben zum feinen Korn und von der sandigen zur kalkigen Facies, die sich innerhalb einer Schichtdicke von 1—2 m vollziehen, entsprechen ganz der Regel der Sedimentation im Flysch im allgemeinen und im Schlierenflysch im speziellen (vgl. Lit. 99, p. 208). Wie im Schlierengebiet kann man auch hier an den Unterflächen der Sandsteinbänke Kriechspuren erkennen. Sog. Fucoiden, die jetzt allgemein als Fresspuren betrachtet werden, sind in den hellen Mergelschiefern der Schlierenserie recht häufig. Wir haben sie jedoch auch in Gesteinen gefunden, die wir zur Habkern-Zone zu rechnen geneigt sind (vgl. p. 86).

Zwischen Q. 1445 und 1455 dieses Baches finden wir ebenfalls Übergänge von Sandstein in siltige Kalksteine und muschelig brechende, graue, fossilleere Kalksteine. Solche Kalksteine sind ebenfalls bei Q. 1425 des Quellbachs des Schwendibachs, 700 m südöstlich Salwiden zu sehen, wo ebenfalls die Basis des Schlierenflyschs aufgeschlossen ist.

Alter der Basis der Schlierenserie.

Die Funde von *Globotruncana stuarti* DE LAPP., von *Orbitoides* und von *Siderolites* cf. *calcitrapoides* LAM., im basalen Teil der Schlierenserie, zeigen, dass wir es hier mit Maestrichtien zu tun haben. Die eben beschriebenen Schichten entsprechen also den Abschnitten 1 und 2 des Profils von H. SCHAUB (Lit. 99, p. 209). Es fehlen dem untern Teil jedoch die von SCHAUB erwähnten konglomeratischen Bänke, auch konnten die für diese Schichten charakteristischen Nodosarienplatten und die Kieselkalke mit Radiolarien nicht gefunden werden. L. VONDERSCHMITT und H. SCHAUB (Lit. 99) haben, ohne sich auf Beobachtungen stützen zu können, darauf aufmerksam gemacht, dass ein Teil der Leimernschichten zur normalstratigraphischen Unterlage des Schlierenflysch gehören könnte. Die Basis des Schlierenflyschs und die Leimernschichten stossen aber auch in unserm Unter-

suchungsgebiet stets mit anomalem Kontakt zusammen, so dass ein ehemaliger Zusammenhang Vermutung bleibt.

Sandsteine am Hundsknubel.

Im Gebiet des Hundsknubels, wo wir jüngere Schichten der Schlierenserie zu erwarten haben, finden wir nur schlechte Aufschlüsse. Diese sind an kleine Bachläufe, an den Grat des Hundsknubels und an kleinere Ausbisse im Weidgebiet gebunden. Die Verwitterung des kalkigen Zements und der Feldspäte ist in diesen durchwegs alten Aufschlüssen stets weit fortgeschritten. Die härteren Sandsteinbänke sind vorwiegend aufgeschlossen, und es lässt sich in den meisten Fällen gar nicht beobachten, ob ihnen weiche Mergel zwischengelagert sind. Die quarzreichen Sandsteine sind vorwiegend feinkörnig (60—80% Quarz, max. Durchmesser der Körner 1 mm). Gröbere Breccien mit max. 8 mm Korngrösse kommen nur ganz untergeordnet vor. Sie sind reicher an Feldspäten und an sedimentärem Material als die feinkörnigeren Sandsteine. Sandsteine und Breccien sind durchwegs gut gebankt und zeigen oft plattige Lagerung. Die Bänke sind dezimeter- bis meterdick. Die gröberen brecciösen Bänke sind im allgemeinen mächtiger als die feinkörnigeren. Wie in den basalen Partien des Schlierensandsteins lassen sich auch hier innerhalb der einzelnen Bänke Übergänge vom gröberen Korn unten zum feineren oben beobachten.

Im folgenden möchten wir kurz die wichtigeren Aufschlüsse beschreiben.

Aufschlüsse im Gebiet von Vord. Schwarzenegg. Im Schwarzeneggebiet finden wir namentlich kleinere Aufschlüsse in den beiden Quellbächen des Schwendibachs und auf der Weide zwischen Vord. und Hint. Schwarzenegg. Eine ziemlich grobe Sandsteinbank bildet im Wald, 250 m nordwestlich Vord. Schwarzenegg einen 1—3 m hohen SW—NE-streichenden Felsabsatz.

Die Sandsteine aus diesem Gebiet bestehen zu 65-75% aus Quarz (gerundeten Körnern von max. 1,5–2,5 mm Durchmesser) und bis zu 5% aus Feldspat (stark verwittertem Orthoklas); ganz untergeordnet kommen nicht näher bestimmbare Sedimentreste und Glaukonit, Pyrit und Muskowit vor. Noch seltener sind unbestimmbare Kleinforaminiferenresten, Lithothamnien Bryozoen- und Echinodermenresten.

Der eigentliche Hundsknubel. Die Aufschlüsse am Hundshubel beschränken sich fast ganz auf den N—S streichenden Grat. Schöne Vorkommen gibt es ferner am Steilhang nordnordöstlich Thürndli. Sandsteine von Q. 1580 nordwestlich P. 1682,0 des Hundsknubels enthalten neben

60–70% Quarz (Körner von max. 2 mm Durchmesser), etwas Feldspat und spärlichen Muskowit und Glaukonit; als Komponenten Sedimentkörner, darunter: Oberkreidekalk mit *Globigerina cretacea* d'Orb. und *Gümbelina*, Urgonkalk mit Miliolen, *Spiroplectammina* und *Salpingoporella*.

Im Bindemittel finden wir meist rekristallisierte Lithothamnien, Echinodermengitter, Lamellibranchierresten und spärliche Foraminiferen, besonders Rotaliiden, darunter *Gyroidina* sp.

Ein Dünnschliff eines Sandsteins von Q. 1580 am NW-Grat des Hundsknubels enthielt 2 Axialschnitte einer 4 mm breiten Form, die wegen ihrer stark vorspringenden Septenleisten am besten mit *Stensiöina* übereinstimmt.

In Dünnschliffen aus der Gegend von P. 1682,0 des Hundsknubels fanden sich neben Lithothamnien, vereinzelten Rotaliiden und agglutinierenden Kleinforaminiferen auch Discocyclinen. Die Kämmerchen der Hauptkammerlage dieser Discocyclinen sind nahezu quadratisch. Die Pfeiler sind regelmässig verteilt

und haben einen Durchmesser von ca. 70 μ. Sie passen sehr gut zur Beschreibung, welche H. Douvillé (Lit. 26, p. 64) für *Discocyclina seunesi* gegeben hat.

Auch Sandsteine von P. 1693 haben Lithothamnien, Bryozoenreste, Rotaliden und Discocyclinen geliefert.

Die am Thürndliweg, direkt nördlich Thürndli auf ca. 150 m Länge aufgeschlossenen Sandsteine haben z. T. recht grobes Korn (bis 1 cm Durchmesser). Nur einige quarzärmere Sandsteine enthalten Foraminiferen. An sedimentären Geröllen konnte ein Korn von aufgearbeitetem Oberkreidekalk mit *Globotruncana lapparenti* Brotzen gefunden werden. Ein Bruchstück von *Orbitolina* ist bestimmt auch aufgearbeitet. An Fossilien fanden sich weiterhin neben Rotaliden Discocyclinen mit niedrigen Kammern und ? *Operculina*.

Ein polygener brecciöser Sandstein, der von 100 m östlich Blatten stammt, zeigt neben gerundeten Quarzkörnern bis 7 mm Durchmesser und Geröllen von braunem Kalk und Urgonkalk z. T. rekristallisierte Lithothamnien, Rotaliden und ziemlich häufige, stark gepfeilerte Discocyclinen.

Im Ältenbach, der aus der Gegend von Unt. Schwarzenegg nach Fluhboden zur Waldemme hinab fliesst sind nur feinkörnige, vorwiegend siltige Sandsteine und dunkle Mergel aufgeschlossen. Sie sind quarzarm und enthalten vorwiegend kalkige Komponenten, viel Glimmer und etwas Glaukonit.

Fossilien konnten keine gefunden werden.

Wir rechnen sie infolge ihrer Lage noch zum Schlierensandstein.

Das Alter der Sandsteine am Hundsknubel. Die am Hundsknubel aufgeschlossenen Schichten reichen höchstens 400 m über die Basis der Schlierenserie im Profil von H. Schaub (Lit. 99). Sie gehören also ihrer stratigraphischen Lage, aber auch ihrer Fossilführung und ihrer lithologischen Ausbildung nach zum „Gubersandstein". Wie am Guber und am Fallhörnli in der Grossen Schliere kommen hier Discocyclinen vor, die mit *Discocyclina seunesi* Douvillé grosse Ähnlichkeit haben[5]).

Nach Schaub gehört der Gubersandstein, der durch das Auftreten von *Discocyclina* cf. *seunesi* und *Miscellanea* sp. charakterisiert ist, ins Paleocaen.

Zusammenfassende Betrachtungen über den Flysch der Habkern-Mulde.

Im Gebiet der Habkern-Mulde haben wir unter den flyschartigen Gesteinen folgende Einheiten auseinanderzuhalten versucht:

1. Globigerinenschiefer der helvetischen Randkette (Schrattenfluh).
2. Südelbach-Serie (vorwiegend Globigerinenschiefer).
3. Habkern-Zone mit Wildflysch und Globigerinenschiefern.
4. Schlieren-Zone (Schlierenflysch).
5. Globigerinenschiefer der Wildhorn–Drusberg-Decke (Brienzergrat).

Der Schlierenflysch unterscheidet sich als kontinuierliche Serie, die vom Maestrichtien bis ins Mitteleocaen hinaufreicht von den übrigen Flyscheinheiten, die gemäss unsern Untersuchungen ausschliesslich dem Priabon angehören dürften. Wir haben ihm daher in den folgenden Diskussionen einen besonderen Platz einzuräumen.

[5]) Interessant ist das Vorkommen von *Stensiöina* Brotzen. Diese Gattung ist aus der ganzen Oberkreide bekannt (Lit. 17). Es ist aber gut möglich, dass sie noch höher hinaufreicht. Das von uns gefundene Exemplar zeigt keine Aufarbeitungsspuren.

Die tektonische Abtrennung der Südelbach-Serie von den sicher zur Niederhorn-Decke gehörigen Globigerinenschiefern steht noch zur Diskussion (vgl. p. 49). In der folgenden Besprechung setzen wir das Vorhandensein einer Trennung voraus.

Die priabonen Globigerinenschiefer der Südelbach-Serie, der Habkern-Zone und der Brienzergratkette enthalten ähnliche Foraminiferenfaunen und zeigen untereinander Merkmale naher facieller Verwandtschaft.

Die komplizierten Verhältnisse innerhalb der Habkern-Zone erschweren die Deutung der Beziehungen zwischen Wildflysch und Globigerinenschiefern. Für die Repetitionen dieser Gesteine können sowohl tektonische als auch stratigraphische Ursachen in Betracht gezogen werden. Einzelne aus Globigerinenschiefern und Wildflysch bestehende Komplexe dürften schuppenartig ineinander gestaucht sein. Globigerinenschiefer und Wildflysch zeigen Andeutungen zu Übergängen untereinander, so dass Ablagerung im gleichen Sedimentationsraum als erwiesen gelten kann.

Die Sedimentationsbedingungen, unter welchen die Flyschgesteine, namentlich der Wildflysch abgelagert worden sind, haben wir weiter oben (p. 83ff.) zu erläutern versucht. Dabei sind wir zum Schluss gekommen, dass die fremdartigen Einschlüsse des Wildflyschs, die Granite, Breccien und Sandsteinknollen und die kleinen und grossen Einschlüsse von Leimernkalk aller Wahrscheinlichkeit nach durch submarine Rutschungen in die dunklen Flyschmergel gelangt sind.

Die Dislokation dieses Materials kann in folgende 3 Phasen zerlegt werden:

1. Blosslegung der Muttergesteine des Flyschs (darunter Granite, Kalke des Jura und der Unterkreide, Turon-Maestrichtien in Leimernfacies).

2. Ablagerung des detritischen Materials im Sedimentationsraum des Wildflyschs, teils durch normale Sedimentation, teils durch submarine Rutschung grösserer Pakete.

3. Tektonische Dislokation der von ihrer Unterlage abgelösten, selbständig gewordenen Wildflyschpakete in Form von Rutschmassen (~ diverticules von Lugeon).

Die gröberen Komponenten der Wildflyschbreccien und die grösseren Einschlüsse im Wildflysch sind vor allem befähigt, uns über die Herkunft des detritischen Materials der Habkern-Zone zu unterrichten. Wir können darüber jedoch nur Vermutungen aussprechen. Für das sedimentäre Material ist eine Herkunft aus den südlich des helvetischen Raumes gelegenen Gebieten (Ultrahelvetikum-Klippen-Decke) recht wahrscheinlich. Die Herkunft des Habkerngranits bleibt noch ganz rätselhaft. Durch seinen Reichtum an saurem Material und durch seine Frische unterscheidet er sich wesentlich von den übrigen alpinen Eruptivgesteinen. Für seine Erklärung wären genauere petrographische Untersuchungen notwendig, die sich auf alle exotischen kristallinen Gesteine im Flysch erstrecken würden.

Zur Zeit ihrer Erosion haben die Muttergesteine des Wildflyschs eine erhöhte, festländische Schwellenregion gebildet (vgl. die ultrahelvetische Schwelle von Kraus und Leupold), die vielleicht schon auf dem Wege war, sich zu einer Decke weiterzuentwickeln (vgl. Klippen-Decke von Schardt und Kraus).

Der primäre Ablagerungsraum des priabonen Flyschs der Habkern-Zone und der Südelbach-Serie dürfte sich in der Nähe der Wildhorn–Drusberg-Decke, oder z. T. noch auf derselben befunden haben. Darauf deutet die grosse facielle und faunistische Ähnlichkeit der Globigerinenschiefer der Südelbach-Serie und der

Habkern-Zone einerseits mit denjenigen der Wildhorn–Drusberg-Decke andrerseits[6]).

Über diese Zusammenhänge dürften uns weitere Untersuchungen im Flysch der Habkern-Mulde Auskunft geben können, namentlich im Gebiet von Habkern, das gegenwärtig von W. Gigon bearbeitet wird, und im Gebiet von Adelboden, wo neben Wildflysch mit Leimernschichten usw. auch ganze Sedimentserien des Ultrahelvetikums vorkommen. Untersuchungen über den Gurnigelflysch, dessen Einschlüsse von Klippengesteinen vielleicht ebenfalls durch submarine Rutschungen gedeutet werden könnten, wären ebenso erwünscht.

Recht unklar sind noch die Beziehungen zwischen Habkern- und Schlieren-Zone. Die ganz ähnlichen sedimentären und kristallinen Komponenten im gröberen detritischen Material dieser beiden Zonen weisen zwar auf nahe beieinander liegende Ablagerungsräume hin. Doch schaffen uns das verschiedene Alter und die Überlagerung des jüngeren Flyschs der Habkern-Zone durch den älteren Schlierenflysch einige Schwierigkeiten.

Hätten vielleicht beide Komplexe, von der gleichen Schwelle mit Material versorgt, eine einheitliche Serie gebildet, die, später in Bewegung geraten, zuerst ihre Priabonhülle (Habkern-Zone) abgestreift hätte, die dann ihrerseits vom nachfolgenden Oberkreide-Mitteleocaenflysch überfahren worden wäre?

Eine solche Betrachtungsweise wäre mit einem nahen Zusammenhang zwischen Habkern-Zone und Wildhorn–Drusberg-Decke nur schwer zu vereinbaren. Leupold hat denn auch den Schlierenflysch aus südlich der „ultrahelvetischen" Schwelle gelegenen Gebieten bezogen (Lit. 48, p. 284).

Wie wir schon weiter oben ausgeführt haben (p. 58) ist zwischen Habkern-Mulde und subalpinem Flysch kaum ein direkter Zusammenhang vorhanden.

QUARTÄR.

Eiszeitliche Bildungen.

Die Eiszeit hat in unserm Untersuchungsgebiet, besonders in der Habkern-Mulde, mächtige, weit verbreitete Moränenbildungen hinterlassen. Diese sind ausschliesslich von den Lokalgletschern der Emmentäler abgelagert worden. Gebietsfremdes Material des Aare- oder Rhonegletschers fehlt vollständig. Am vorhandenen Moränenmaterial haben Wangschichten der Brienzergratkette den grössten Anteil. Daneben kommen besonders Flyschgesteine, Breccien und Konglomerate verschiedenen Ursprungs vor, von denen nur selten entschieden werden kann, ob sie der Schlieren- oder der Habkern-Zone entstammen.

Seltener sind Habkerngranite und Leimernschichten, sowie Gesteine der Giswiler Klippen. Schrattenkalk, Complanatenschichten und Hohgantsandstein überwiegen dort, wo die Gletscher mit der Randkette in Berührung gekommen waren.

Während R. Schider (Lit. 76, p. 19 und Lit. 105) nur den geringsten Teil der Moränen seines Kartiergebietes erkannt hat, haben F. Antenen (Lit. 3, 4, 5),

---

[6]) Leupold hat ebenfalls auf einen nahen Zusammenhang zwischen Wildhorn-Decke und Habkern-Zone hingewiesen. Der Grund, diesen Zusammenhang anzunehmen, lag für ihn jedoch bei der angenommenen Transgression des Priabons über die Leimernschichten. Da wir die Leimernschichten durch submarine Rutschungen aus weiter südlich gelegenen Gebieten her beziehen, fällt für uns diese Argumentation ausser Betracht.

F. Nussbaum (Lit. 69), H. Fröhlicher (Lit. 29) und H. Haus (Lit. 39) auf den Arbeiten von F. J. Kaufmann (Lit. 51) und Ed. Brückner (Lit. 70, p. 546ff.) fussend, die Quartärbildungen der Emmentäler näher untersucht. Ihre Beobachtungen stimmen mit den unsern (Tafel VI) weitgehend überein. Deren Deutungen seien in den folgenden nähern Ausführungen erörtert.

Innerhalb der Eismassen, welche unser Untersuchungsgebiet während der Würmeiszeit bedeckt haben, lassen sich zwei Hauptgletscher unterscheiden. Beide nahmen ihren Ursprung am Nordfuss des Brienzergrates. Der eine, östliche, im Kar von Fontanen (westlich der Rossfluh, Giswiler Klippen), der andere, westliche, nördlich des Augstmatthorns. Sie füllten den grössten Teil der Habkern-Mulde aus, um als Waldemmegletscher im Gebiet von Flühli und als Gross Emmegletscher bei Kemmeriboden zwei mächtige Eiszungen ins Molasseland hinauszusenden.

Wir betrachten hier zunächst die würmeiszeitlichen Bildungen und deren ältere Rückzugsstadien und dann die jüngeren, wesentlich besser erhaltenen Bildungen.

Waldemmegletscher.

Als äusserste würmeiszeitliche Endmoräne des Waldemmegletschers hat F. Nussbaum (Lit. 69, p. 109) diejenige von Doppleschwand und Ebnet (oberhalb Wohlhusen) gedeutet, während sie F. Antenen (Lit. 5, p. 433) in der Moränenlandschaft zwischen Schüpfheim und Klusboden lokalisiert hat.

Die äusserste würmeiszeitliche Moräne des Gross Emmegletschers befindet sich nach F. Antenen (Lit. 3) und E. Brückner (Lit. 70, p. 547) auf dem Breitmoss bei Eggiwil. Die Endmoränen, die wir in unserem Untersuchungsgebiet finden, gehören also ganz in die Zeit des Rückzuges des Würmeises.

Solche Rückzugsmoränen finden wir beim Dorf Flühli. Oberhalb dieses Dorfes hat ein Gletscher des Rotbach-Gebietes auf der rechten Seite des Waldemmetals in der Gegend von Kragen mächtige Moränen abgelagert, die nach Antenen (Lit. 5, p. 436) dem Bühlstadium zuzurechnen sind. Zur Zeit ihrer Bildung hatte sich der Hauptgletscher des Waldemmetals bereits aus dem Becken von Flühli zurückgezogen und hatte so dem vorher gestauten Rotbachgletscher zur vollen Entfaltung Platz gelassen. Möglicherweise fällt der Zeitpunkt dieses Vorstosses mit der Schlussvereisung Ampferers zusammen (vgl. p. 100). Während des Würmmaximums war der Rotbachgletscher wohl durch den Waldemmegletscher gestaut, wovon die mächtige Staumoräne bei Eggli zeugt, die ihrerseits bei Stäldeli von Moränen überlagert wird, die jünger sind als die Moränen bei Kragen.

Die kleine Moräne von Hirseggbrugg ist schon von F. J. Kaufmann kartiert worden (Lit. 102). E. Brückner hat sie wieder erwähnt (Lit. 70, p. 546) und einem Rückzugsstadium zugeordnet. Der zwischen der Waldemme und dem unteren Südelbach nord-südlich verlaufende Rücken der Hirsegg zeigt, wie Antenen schon bemerkt hat, eine typische Moränenlandschaft. Wir haben jedoch keine Moränen-Aufschlüsse finden können, so dass wir bei den hier verbreiteten wallförmigen Hügeln nicht wissen, ob wir es mit echten Moränenwällen oder mit vom Eis rundgeschliffenen Hügeln aus anstehendem Gestein (Hohgantsandstein und Globigerinenschiefern) zu tun haben. Bei Hirseggli (200 m SW Hirseggbrugg) hat F. Antenen (Lit. 5, p. 486) beim Bau der Strasse Aufschlüsse der Moräne gefunden. Die von ihm aus dieser Gegend beschriebenen Trichter sind keine typisch eiszeitlichen Bildungen, sondern Dolinen, wie sie am Kontakt des Schrattenkalks mit den Complanatenschichten besonders häufig auftreten.

Zwischen Hirsegg und Hirseggbrugg verlaufen Waldemme und Südelbach, ohne mehr als 300 m voneinander getrennt zu sein, auf eine Länge von ca. 2 km rechts und links des Rückens der Hirsegg nahezu parallel. Das eher weite, in seiner Form glazial stark beeinflusste Tal des Südelbachs ist älter als die junge Erosionsschlucht der Waldemme. Der Südelbach folgt noch der alten, vom Gletscher geschaffenen Mulde. Er verläuft im obern Teil noch in Globigerinenschiefern, gelangt dann bei Ahornli (600 m N Hirsegg) in den Schrattenkalk und durchbricht im untern Teil seines Laufes den Hohgantsandstein.

Es ist möglich, dass der Waldemmegletscher beim Rückzug von Hirseggbrugg nach der Gegend von Lueg das alte Bett seiner unter dem Eise abfliessenden Gewässer durch Moränen im Gebiet von Südel verstopft hat. Diese Gewässer hätten sodann entweder längs einer alten Seitenmoräne oder längs einer im schattigen Gebiet zwischen Südel und Ruchschwand zurückgebliebenen Toteismasse ein neues Bett gesucht, das heute noch von der Waldemme benutzt wird. Dies Bett verläuft bis etwas unterhalb Hirsegg in Moränen, weiter unten in den Globigerinenschiefern, und zwar nahezu im Streichen ein und derselben Schicht.

Die Moränen von Lueg und Sörenberg gehören nach F. Antenen (Lit. 5, p. 438/39) zum Bühlstadium. Zu dieser Deutung Antenens ist zu bemerken, dass Brückner (Lit. 70, p. 546) eine Schneegrenze von 1550 m nicht für die Moräne von Lueg berechnet hat, wie Antenen irrtümlicherweise schreibt, sondern für diejenige von Hirseggbrugg. Dem Bühlstadium würden somit alle Endmoränen zwischen Hirseggbrugg und Sörenberg, also eine recht ausgedehnte Masse, angehören. Es ergibt sich schon daraus, wie schwierig die Deutung der Endmoränen des Rückzugsstadiums ist. Für eine sichere Deutung wären, neben besseren chronologischen Grundlagen, Beobachtungen über grössere Gebiete notwendig, wie sie seit Penck und Brückner, deren grundlegende Arbeit (Lit. 70) immer noch den Grundstein allen quartärgeologischen Schaffens in den Alpen bildet, von keinem Glazialgeologen erneut zusammengetragen worden sind.

Bei den zwischen Lueg und Fluhboden auftretenden Moränenwällen ist nicht immer leicht zu entscheiden, ob sie Endmoränen oder Seitenmoränen des Hauptgletschers oder von Nebengletschern sind. Endmoränen des Waldemmegletschers sind wohl der Endmoränenwall bei Schulhaus Sörenberg und die beiden nordwestlich davon gelegenen Wälle von Lueg.

Seitenmoränen des Waldemmegletschers sind am linken Ufer der Waldemme südlich von Lueg und Schulhaus Sörenberg nur undeutlich sichtbar, wohl infolge älterer Rutschungen und Erosion.

Ein Teil des Moränenmaterials am linken Hang des Waldemmetals dürfte von einem Lokalgletscher des nordöstlichen Hundsknubel-Gebietes stammen.

Im Waldemmetal finden wir oberhalb Fluhboden die schönste, ausgedehnteste und besterhaltene Moränenlandschaft unseres Untersuchungsgebietes. Hier wird die Seitenmoräne des älteren Endmoränenstadiums von Sörenberg überlagert von den Endmoränen des Waldemmegletschers (Zungenbecken von Bödeli, a in Tafel VI), des Eiseeg-Gletschers (Zungenbecken von Schönenboden, b in Tafel VI), des Rothorngletschers (Zungenbecken von Witmoos, c in Tafel VI) und des Steinetligletschers (Zungenbecken von Vord. und Hint. Steinetli, d in Tafel VI).

F. Antenen (Lit. 5, p. 440), der die Moränenbildungen im oberen Waldemmetal genau beschrieben hat, nahm an, dass sich die Zungenbecken im Gebiet von Witmoos erst nach dem Rückzug des Waldemmegletschers gebildet hatten. Vorher wäre der Rothorngletscher gestaut gewesen. Der Rothorngletscher hätte seinerseits den Steinetligletscher gestaut und gegen Schwand hin abgedrängt. Auch der Eiseegletscher hätte einen Vorstoss ins Becken von Schönenboden unternommen.

Antenen hat diese Vorstösse in die Nachbühlzeit gelegt (Lit. 5, p. 442) und hat für die Moränen von Fontanen mit Brückner Gschnitzstadium angenommen (Lit. 5, p. 448).

Die Lageverhältnisse zwischen Hauptgletschern und Nebengletschern in unserm Gebiet erinnern stark an die Verhältnisse, die Ampferer aus verschiedenen Gebieten der Ostalpen beschrieben hat, und die ihn veranlassten, die Vorstösse der Nebengletscher als besondere Vereisung, seine „Schlussvereisung" zu betrachten. Die tadellose Erhaltung dieser Moränen in unserm Untersuchungsgebiet und die gegenseitige Lage der Moränenwälle sprechen für ein recht jugendliches Alter dieser Bildungen, das zu Ampferers Schlussvereisung passen würde.

Bei der tiefen Lage der Schneegrenze in unserm Untersuchungsgebiet — am Nordhang des Brienzergrates dürfte heute die Höhe der lokalen Schneegrenze in Anbetracht der starken Niederschläge und der günstigen orographischen Lage bei ca. 2400 m angenommen werden — ist es sehr wahrscheinlich, dass an einzelnen günstigen Stellen (Kar oberhalb Nesselwäng, Gebiet des Eisees) in noch späterer Zeit kleinere Gletscher vorhanden waren. Als Spuren einer solchen jungen Vergletscherung können wir die Schuttmassen oberhalb Nesselwäng betrachten. Die übrigen Moränenbildungen dieser Zeit dürften der Steilheit dieser Gegend wegen bereits der Erosion zum Opfer gefallen sein.

Ebenfalls sehr jung sind zumeist langgestreckte, längs des Brienzergrates verlaufende, wallförmige Gebilde, die wir nicht nur im obern Teil der Mulde von Steinetli, sondern auch weiter im Westen finden. Wir betrachten sie als „Schneehaldenmoränen", entstanden durch Rutschungen von Gehängeschutt auf Lawinenschnee, die wohl zur Zeit eines nivaleren Klimas entstanden sind, als die winterliche Schneedecke im Frühsommer, während des Höhepunktes der Verwitterungs-Tätigkeit, lange liegen blieb.

Gross Emmegletscher.

Während der Waldemmegletscher zur Zeit des Höchststandes bereits in der Gegend von Jänzimatt einen typischen Haupttalgletscher bildete, dessen Nebengletscher nur von geringer Bedeutung waren, flossen in der Gegend von Harzersboden-Hint. Hübeli, mehrere grössere, etwa gleichwertige Gletscher aus dem Gebiet von Alp Lombach (im WSW), von Widegg–Scherpfenberg (im W) und aus den Tälern des Bärselbachs, des Schöniseibachs und des Mürrenbachs (im E und SE) als Gross-Emmegletscher zusammen.

Dieser Gletscher erstreckte sich zur Würmeiszeit bis in die Gegend von Eggiwil (vgl. Lit. 3) im obern Emmental. Er hat aber ausserhalb des Alpenrandes ausser der äussersten Endmoräne keine weiteren Moränenwälle zurückgelassen.

Zur Risseiszeit hat der Aaregletscher, vom Rhonegletscher nach rechts abgedrängt, bis in die Gegend von Schangnau gereicht. Es ist wahrscheinlich, dass der Aaregletscher zu jener Zeit den Gross Emmegletscher so stark gestaut hat, dass ein wesentlicher Teil des Eises des letzteren nicht durch die Lücke von Kemmeriboden ins Mitelland hinaus, sondern über den niedern Sattel von Salwideli (1316 m) nach Hirsegg hinüberfloss und sich dort mit dem Waldemmegletscher vereinigte. Eine Entwässerung des Gross Emme-Anteils der Habkern-Mulde nach der Waldemme hin hat schon R. Schider angenommen (Lit. 69, p. 26). Von einem solchen Überfliessen von Gletschern, das sicher auch wieder zur Würmeiszeit zwischen Bärselbach- und Waldemmegletscher stattgefunden hat, zeugen die vielen, im Streichen der Habkern-Mulde SW—NE gerichteten, langgestreckten Hügel im Gebiet der Wasserscheide (Grossgfäll, Husegg, Salwideli, Saffertberg und

Stechelegg). Diese Hügel zeigen Moränenlandschaften, die aber grösstenteils nicht von Moränen, sondern von glazial erodiertem anstehendem Gestein gebildet werden. Recht interessant ist in diesen Landschaften das Auftreten von Zwergtorfhügeln (vgl. Lit. 83, 94).

Die mächtige, gegen NE gerichtete Endmoräne von Wysstannen, von der nur ein kleines linkes Seitenstück von der Erosion verschont geblieben ist, dürfte von dem ins Waldemmegebiet hinüberfliessenden Gross Emmegletscher in einem seiner Rückzugsstadien gebildet und in der Würmeiszeit noch einmal überarbeitet worden sein. Im übrigen könne risseiszeitliche Ablagerungen im Gross Emmegebiet ebensowenig unterschieden werden, wie im Gebiet der Waldemme.

Grosse Moränenmassen der Rückzugsstadien übertünchen die nördlichen Teile der Hügel von Sitenegg und Käsboden und den Hang zwischen Hundsknubel und oberem Bärselbach. Ein Teil von ihnen dürfte den würmeiszeitlichen Höchstständen der Lokalgletscher entsprechen.

Im Gebiet von Ob. Laubersmad hat das Eis des Bärselbachgletschers wohl bis 1500 m hinauf gereicht. Davon zeugt eine Reihe von erratischen Lithothamnien-Nummulitenkalk-Blöcken, die um den Hügel von Käsboden herum zum Laubersmädli hinabzieht. Es handelt sich dabei offensichtlich um eocaene Kalke, wie sie an der Brienzergratkette bei Q. 1760 des Weges zum Wannenpass aufgeschlossen sind (vgl. p. 68).

Die hohe Lage der Moränenbildungen bei Ob. Laubersmad macht ein Überfliessen des Bärselbachgletschers in die Gegend von Hirsegg hinüber begreiflich. Moränenmaterial eines überfliessenden Gletscherlappens dürfte unter dem sumpfigen Gelände östlich Salwideli vorhanden sein.

Eine den Moränen von Ob. Laubersmad entsprechende Lage hat der terrassenförmig gegen Westen abgedachte Thürndliwald mit dem östlich anschliessenden Thürndlimoos. Die starke Rundung der Geländeformen, namentlich des N—S-verlaufenden Rückens westlich Thürndlimoos, sowie der ganzen Gegend östlich Grossgfäll dürfte durch glaziale Überarbeitung verursacht sein. Der Bach, der das Thürndlimoss entwässert, scheint ehemals nach NE dem Schwendibach zugeflossen zu sein. Die auffällige Richtungsänderung nach W im Gebiet südlich Grossgfäll wäre in diesem Falle als junge Anzapfung zu deuten.

Dass das Eis aus dem Gross Emmegebiet zur Waldemme hinüberfloss und nicht umgekehrt, ist durch das Fehlen von Klippengesteinen im Moränenmaterial der Gegend westlich des Hundsknubels angedeutet. Da die Habkern-Mulde im westlichen und im östlichen Teil aus gleichen Gesteinen aufgebaut ist, kann das Überfliessen von West nach Ost an Hand des Moränenmaterials nicht nachgewiesen werden, entgegen der Annahme Antenens (Lit. 5, p. 422), der offenbar die erratischen Habkerngranite als für den Westen typisch betrachtete.

Bärselbach- und Schöniseibachgletscher haben uns in ihrem untern Teil nur spärliche Moränen hinterlassen. Das haben wir z. T. der sehr aktiven jüngeren Erosion zu verdanken.

In seinem untern Teil hat der Bärselbachgletscher als Bett wohl nur z. T. das Gebiet der heutigen Erosionsschlucht nördlich der Küblisbühlegg benutzt. Die Hauptmasse des Eises hat ihren Weg über den Sattel von Küblisbühlegg hinüber genommen und sich südlich dieses Sattels mit dem Schöniseibachgletscher vereinigt. Während des Höchststandes der Würmvereisung dürfte der Schrattenkalkhügel von Küblisbühlegg ganz von Eis überflossen worden sein.

Jüngeren Rückzugsstadien gehören die Seitenmoränen zwischen Ob. und Unt. Laubersmad (Q. 1370—1430) an. Ein rechtsufriges Gegenstück derselben befindet sich NNW Schwand bei Q. 1330. Die zu diesen Bildungen gehörigen End-

moränen dürften sich in der Gegend von Schneeberg–Knubelsweidli befunden haben. Das Vorhandensein grösserer Moränenmassen vermuten wir im vollständig versumpften Waldgebiet nordwestlich Unt. Laubersmad.

Noch jüngere Moränenbildungen finden sich im obern Teil der Täler des Mürrenbachs, des Schöniseibachs und des Bärselbachs, sowie am Westfuss des Hundsknubels. Ihr frisches Aussehen und ihre Lage erinnern an die Moränenbildungen im oberen Waldemmetal (Witmoos, Steinetli usw., vgl. p. 97/98).

Auch bei den hier vorliegenden Moränen stellt sich die Frage nach der Zugehörigkeit zur Schlussvereisung Ampferers. Sehr schön ausgebildet sind die Moränenwälle von Tannigsboden, Spirweid–Laubersmädli und unterhalb Bärsel. Am Fuss des Brienzergrates finden wir auch im westlichen Teil unseres Untersuchungsgebietes gut ausgebildete Schneehaldenmoränen.

Selbständige junge Lokalgletscher hat auch der Hundsknubel besessen. Der eine von ihnen, der seinen Ursprung im Kar östlich Thürndli nahm, hat ca. 300 m nördlich dieser Lokalität kleine, sehr gut ausgebildete Moränenwälle hinterlassen. Kleinere Lokalgletscher dürften sich auch am Hügel von Käsboden–Arnibergegg entwickelt haben. Ein Anzeichen dafür ist die Nische SW Käsboden, die offenbar als Kar zu deuten ist.

Eiszeitliche Bildungen an der Schrattenfluh.

Während wir im Gebiet der Habkern-Mulde als Spuren starker Vergletscherung mächtige, verbreitete Moränen nachweisen konnten, sind auf der SE-Abdachung der Schrattenfluh glaziale Bildungen selten. Als solche sind vor allem Kare zu verzeichnen. Im Gebiet zwischen Schybegütsch und Böli finden wir eine Kartreppe mit drei Stufen. Ein kleines Kar findet sich ferner am E-Ende des Böli, nördlich Ob. Wysstannen. Die zu diesen Karen gehörigen Gletscher haben wohl zwischen Schneeberg und Schneebergli in den Bärselbachgletscher gemündet. Es ist unwahrscheinlich, dass sie die Moräne von Wysstannen aufgebaut haben. Wäre nämlich der Klus-Imbergligletscher zur Würmeiszeit gegen die Waldemme hin geflossen, so hätte er auf eine Strecke von ca. 1 km gegen den Strom des Bärselbachgletschers schräg den Hang hinab fliessen müssen. In diesem Falle wäre er durch den Bärselbachgletscher in westlicher Richtung abgelenkt worden. Die Moräne von Wysstannen ist also eher als Rest einer Gross Emme-Endmoräne aus der Zeit einer älteren (Riss-) Vergletscherung zu betrachten, wie wir es auf p. 98 angenommen haben.

Als Kare sind ferner die Nischen am steilen Südhang zwischen der Hächlen und dem Strick und direkt nordöstlich desselben anzusehen, sowie die grossen Ausräumungen südlich des Strick, nordwestlich Gummen, bei Bärsel und bei Schlüchtli (vgl. Tafel VI).

Ob die zahlreichen, beckenförmigen Vertiefungen im Karrenfeld der Schrattenfluh, die am besten als Uvalas bezeichnet werden, von Gletschern geformt worden sind, lässt sich nicht entscheiden. Sie kommen oft längs Brüchen im Schrattenkalk vor und sind eher als erweiterte Dolinen zu betrachten.

Die oben beschriebenen Kar-Nischen und die dazu gehörigen Kar-Täler bilden zur regelmässig abgeflachten Schrattenkalkplatte des Hauptteils des Karrenfelds der Schrattenfluh einen gewissen Gegensatz, der uns vermuten lässt, dass die Eisbedeckung des Karrenfeldes nur gering war, indem das oberflächliche Wasser des Firns sofort durch den Karst hindurch abfliessen konnte, ohne zu Eis verfestigt zu werden. Das Karrenfeld wäre demnach vor allem von Firn bedeckt

gewesen, der erst im untern Teil des Karstgebietes kleine Gletscher gebildet hätte, wie z. B. in der Mulde nördlich des Böli, längs welcher der Weg von Schlund nach Klus führt.

Eigentliche Moränen, die zu diesen Gletschern gehören könnten, kennen wir nicht. 300 m östlich Schlund tritt ein wallförmiger Hügel auf, der als Moräne gedeutet werden könnte. Ferner ist das schlecht aufgeschlossene Gebiet bis zur Q. 1570 nördlich Schlund glazial bearbeitet. Von den hier auftretenden kleinen Rippen ist schwer zu sagen, ob sie durch Brüche bedingt sind (wie in Tafel V dargestellt), oder ob sie aus Moräne bestehen. Eine glaziale Überarbeitung hat sicher auch im ersteren Falle stattgefunden.

Ablagerungen von weiteren kleinen Gletschern bei Bodenhütten, Dürrüteli und Gummen sind schon von ANTENEN (Lit. 5, p. 446/47) beschrieben worden.

Am NW-Abfall der Schrattenfluh nahmen zahlreiche kleine Gletscher ihren Anfang und breiteten sich in der Gegend von Flühli, das Hilferntals und von Bumbach aus. Ihre Moränen sind von M. FURRER (Lit. 31) und H. HAUS (Lit. 39) untersucht worden. Am Steilabfall der Schrattenfluh haben diese Gletscher zahlreiche Kare gebildet, so südlich Emmental–In der Noth, nördlich des Hengst, im Quellgebiet des Steiglenbachs, bei Gross Imberg und nördlich des Ax.

Jüngere Bildungen.

Die Vorkommen von jüngeren Bildungen, meist Schuttbildungen, sind ganz von der lokalen Beschaffenheit des anstehenden Gesteins und vom Relief abhängig.

Alluvionen finden wir besonders in den glazial übertieften Becken, so im Zungenbecken der Endmoräne nördlich Witmoos und in der Ebene von Bärsel. In der Flussniederung südwestlich des Kurhauses Sörenberg scheint eine ältere Alluvialterrasse von der Waldemme angeschnitten zu sein.

Durch den grossen Bergrutsch von Sörenberg ist 1910 die Waldemme gestaut worden. Das Staubecken bei Fluhboden, das sich bis Q. 1160 erstreckt, ist in wenigen Jahren mit Alluvionen ausgefüllt worden.

Bachschuttkegel. Die starke Erosionskraft der Hauptflüsse unseres Untersuchungsgebietes, der Waldemme und der Grossen Emme, hat die Bildung grösserer Bachschuttkegel verhindert. Einzig der Mürrenbach hat oberhalb des Durchbruchs der Grossen Emme durch den Hohgantsandstein einen grösseren Schuttfächer anlegen können. Kleinere Schuttkegel finden wir bei den Mündungen des Schwendibachs und des Ältenbachs in die Waldemme.

Einen ganz beträchtlichen, gestuften Schuttkegel hat der aus der Gegend von Rotenboden (nördl. Hotel Rothorn) kommende Bach zwischen Nesselwäng und Witmoos aufgeschüttet. Das Material stammt grösstenteils aus der Glazialschuttmasse oberhalb Nesselwäng (vgl. p. 98).

Kleine Schuttkegel finden sich ferner im Schrattenfluhgebiet oberhalb der Versickerungsstelle des periodisch fliessenden Bächleins der Polje von Matten und unmittelbar westlich Ober Imbergli (Tafel VI).

Bergsturz- und Gehängeschutt. Grosse, durch frische Zufuhr von Material immer neu versorgte Gehängeschuttmassen begleiten die steilen, felsigen Nordhänge der Schrattenfluh und des Brienzergrates. Darin lassen sich öfters Trockenschuttkegel unterscheiden, die meist von Steinschlagrinnen genährt werden, wie z. B. die Trockenschuttkegel bei Hint. Steinetli. Grosse Schuttmassen liegen auch am Fusse der steilen, vorwiegend durch Brüche bedingten Wände im Südteil

der Schrattenfluh, unterhalb Böli–Unterschlag, zwischen Ax und Schneeberg und bei Küblisbühl.

Im Flyschgebiet der Habkern-Mulde sind Schuttbildungen seltener zu beobachten und nur schwer von der Lokalmoräne zu unterscheiden. Grössere Schuttmassen finden wir rings um den Hundsknubel und östlich Vord. Schönisei (Grosse Emme).

Blockschutt grösseren Ausmasses ist in den grösseren Schuttmassen fast stets vorhanden; z. T. handelt es sich dabei um Schneehaldenmoräne, z. T. um Bergsturzschutt. Grössere Bergsturzmassen finden wir namentlich zwischen Nesselwäng und Witenlauenen, 300 m südlich Habkegg und bei Käsboden–Wängstall in Form von riesigen, bis über hausgrossen Blöcken von Wangkalk.

Im Schichtverband abgerutschte Massen. Sackungsmassen konnten nur im Kreidegebiet der Schrattenfluh festgestellt werden. Im Bärselbach liegt südlich Schneebergli versackter Schrattenkalk direkt auf Globigerinenschiefern (vgl. p. 67). Ebenfalls versackt dürfte die kleine Schrattenkalkmasse vor der SW-Ecke des Böli sein (vgl. Tafel V). Es ist anzunehmen, dass auch im Flyschgebiet der Habkern-Mulde grössere Massen im Schichtverband abgerutscht sind; die schlechten Aufschlüsse und die grossen tektonischen Komplikationen verhindern uns jedoch, sie festzustellen.

Bergschlipfe sind in wenig wasserdurchlässigem Gestein wie Schiefer und Sandstein, Moräne und Schutt besonders häufig. Wegen der geringen Reliefenergie, welche die Habkern-Mulde in unserm Untersuchungsgebiet aufweist, nehmen die Bergschlipfe kein so grosses Ausmass an, wie am Osthang des Waldemmetales zwischen Flühli und Sörenberg. Wir finden sie besonders häufig am vordern Teil des Hügels zwischen Schöniseibach und Mürrenbach und westlich Ob. Laubersmad, ferner in den Globigerinenschiefern der Brienzergratkette bei Arnibergegg und bei Bärsel.

Hydrologie. Die jährliche Niederschlagsmenge ist mit 1950—2400 mm (Lit. 96) recht gross. Trotz der häufigen starken Gewitterregen sind die Niederschläge gleichmässig auf das Jahr verteilt. Die winterliche Schneedecke stellt sich meist mitte November ein und bleibt gewöhnlich bis weit in den April, für die höheren Lagen bis in den Juni hinein liegen.

Abgesehen von den klimatischen Bedingungen wird der hydrologische Charakter unseres Untersuchungsgebietes ganz von der Gesteinsbeschaffenheit bestimmt: Die stark verkarsteten Felswüsten des Schrattenkalk bilden zu den feuchten, meist sumpfigen Flysch- und Moränengebieten der Habkern-Mulde einen scharfen Gegensatz. Während wir dort, abgesehen von den Poljen, keine Oberflächengewässer beobachten können, finden wir hier ein vielfach verzweigtes, von zahlreichen Mooren gespiesenes Flussnetz.

Der Karst ist einzig im stark zerklüfteten Schrattenkalk ausgebildet, der bei seinem hohen Kalkgehalt leicht löslich ist. Die Lösung des Kalks wird wahrscheinlich durch Bakterien gefördert. Das Niederschlagswasser fliesst sofort durch die Rillen des ausgedehnten Karrenfeldes ab und versickert in den sehr zahlreichen Dolinen (Ponore oder Katavothren).

Im obern Teil des Karrenfeldes, wo Humus und Vegetation fast vollständig fehlen, hat das Regenwasser keine Möglichkeit, zurückgehalten zu werden. Es fliesst sofort durch die Dolinen ab und kurze Zeit nach dem Regen ist das Karrenfeld wieder trocken. Im untern Teil des Karrenfeldes haben sich die Lösungsrückstände des Schrattenkalks zusammen mit feinkörnigen Verwitterungsprodukten des hangenden Eocaens gesammelt und haben einen verwaschenen Bleich-

erdeboden gebildet, der eine ansehnliche Vegetation zu ernähren vermag. Charakteristisch für diese Gegend ist *Vaccinium myrtillus* und neben *Picea excelsa* die genügsamere *Pinus mugo* ssp. *uncinata*, während der obere Teil des Karrenfeldes eine fast vegetationslose Felswüste darstellt.

Das durch den Schrattenkalk sickernde Wasser wird wohl grösstenteils in der Nähe der Grenze mit den undurchlässigen Drusbergschichten aufgehalten und bildet verschiedene, vorwiegend konsequente oder durch Brüche vorgezeichnete unterirdische Gewässer (vgl. auch Lit. 43). Bei ihren Schnittpunkten mit der Erdoberfläche treten die unterirdischen Karstgewässer als Karstquellen aus. Solche Karstquellen haben in unserm Untersuchungsgebiet nicht mit Sicherheit festgestellt werden können. Es ist jedoch wahrscheinlich, dass ein Teil des Karstwassers der Schrattenfluh im Südelbach, 100 m östlich Schlund zutage tritt. Dort kommt der bei Niederwasser oberhalb Ahornli ganz versickernde Südelbach, wohl durch reichlich hinzugetretenes Karstwasser vergrössert, beim Kontakt von Schrattenkalk und Complanatenkalk wieder zum Vorschein.

Die Poljen stellen im Karstgebiet eine Art Inseln dar. Unter einer Polje verstehen wir ein aus schwer durchlässigem Gestein bestehendes Gebiet, dessen Oberflächengewässer in ein Karstgebiet abfliessen und dort versickern. Poljen können in schwer durchlässigen Schichten des Hangenden und des Liegenden des Schrattenkalks auftreten.

Im ersteren Falle bestehen die Poljen aus eocaenen Gesteinen (Complanatenschichten, Hohgantschichten) und bilden nur wenig ausgdehnte Erosionsrelikte über dem Schrattenkalk. Ihre Gewässer führen nur Wasser, das in der Polje selbst niedergeschlagen worden ist. Die Wasserführung ist gering.

Eine langgestreckte Polje in Eocaengesteinen ist diejenige von Silwängen–Bodenhütten–Gummen–Schlüchtli. Sie liegt in ihrer Längserstreckung beinahe parallel zum Streichen der Schrattenfluh. Daher gliedert sie sich in zahlreiche Abflussgebiete, in denen sich nur bei Bodenhütten und bei Dürrüteli dauernd fliessende Bächlein haben entwickeln können. Die Polje von Schlund–Keiserschwand ist nur im Norden durch Karst, im Süden aber durch eine Wasserscheide begrenzt. Sie bildet eine langgestreckte Mulde, in der sich zwei Bächlein entwickeln konnten, die beide beim Kontakt von Eocaen und Schrattenkalk westlich Keiserschwand in Dolinen verschwinden. Dank der starken Bewaldung und Versumpfung wird das niedergeschlagene Wasser längere Zeit im obern Teil der Polje zurückgehalten und erlaubt so den beiden Bächlein eine regelmässige Wasserführung. Die beiden kleinen Poljen zwischen Schneebergli und Ob. Imbergli haben keine eigenen Oberflächengewässer hervorgebracht.

Die Poljen im Liegenden des Schrattenkalks bestehen grösstenteils aus Drusbergschichten. Als fensterartige Gebilde verdanken sie ihre Entstehung dem gänzlichen Verschwinden des hangenden Schrattenkalks durch Erosion. Ausser dem in der Polje selbst niedergeschlagenen meteorischen Wasser finden wir hier z. T. reichliches, aus dem Karstgebiet zufliessendes Quellwasser, da ja die Unterfläche des Karstgesteins, welche die Karstgewässer trägt, von der Erdoberfläche angeschnitten ist.

Solche Poljen in Drusbergschichten sind diejenigen von Matten, von Heidenloch und südlich und nördlich des Strick. Da diese in ihren höheren Teilen von einer Wasserscheide, dem Grat der Schrattenfluh, begrenzt werden, fehlen ihnen Karstquellen. Die Polje von Matten besitzt ein periodisch fliessendes Bächlein, das zeitweise so ergiebig ist, dass es oberhalb seiner Versickerungsstelle einen kleinen Bachschuttkegel anzulegen vermocht hat. Die Poljen südlich des Strick und nordöstlich des Schybegütsch besitzen, trotz der Kleinheit des über ihnen

liegenden Gebietes, recht ergiebige Karstquellen. Diejenige nordöstlich des Schybegütsch vermag einen kleinen Karsee zu ernähren, dessen oberirdischer Abfluss sofort wieder im Schrattenkalk verschwindet. Das Wasser kommt wohl in den beiden reichlich und regelmässig fliessenden Quellen westlich Klus, durch weiteres Karstwasser gespiesen, wieder zum Vorschein. Die hydrologischen Verhältnisse der Poljen im Schrattenfluhgebiet sind von M. Lugeon und E. Jérémine schon kurz beschrieben worden (Lit. 64, p. 92—94).

Im Gebiet der Habkern-Mulde haben sich im Flysch und Moränengebiet, unter Einfluss des ausserordentlich feuchten Klimas, mächtige Eisen-Podsolböden bilden können. Deren Durchlässigkeit ist meist sehr gering. Einzig die durchlässigeren Moränen- und Schuttmassen der Gegend von Witmoos haben die Bildung von starken Quellen veranlasst, wie wir sie am Strässchen nach Witmoos, ca. 200 m oberhalb Fluhboden, beobachten können. Moorbildungen mit *Sphagnum* finden wir hier nur in den Zungenbecken bei Witmoos und südlich Vord. Steinetli. Im ersteren Vorkommen ist von 1941—1946 Torf ausgebeutet worden.

Vom übrigen Gebiet der Habkern-Mulde ist der grösste Teil von Mooren bedeckt. Diese gehören nach den Definitionen von Früh und Schröter (Lit. 30, p. 12—15), welche in ihrer Karte (Lit. 30, Tafel 5) aus unserem Gebiet namhafte Flachmoore verzeichnen, teils zu den Hochmooren, teils zu den Flachmooren. Lüdi, der kürzlich die Vegetation der Moore der Habkern-Mulde untersucht hat (Lit. 59) bezeichnet die einen mit *Sphagnum*, als typische Hochmoore, welche in die durch *Ephhippium vaginatum* charakterisierten Rasenmoore übergehen. Diese kommen als „terrainbedeckende Moore" auch an ziemlich stark geneigten Hängen vor, während die Hochmoore an muldenförmige Vertiefungen gebunden sind. Ausgesprochene Hochmoore sind vor allem das Thürndlimoos und das Zittermoos südlich Grossgfäll, die obern Teile des Thürndliwalds, der grösste Teil des Schwarzeneggwalds und der untere Laubersmadwald. Stark versumpft sind ferner die Gebiete zwischen Wagliseiknubel und Ruchweid. Hier herrscht neben *Picea excelsa* in den prächtigen Moorwäldern *Pinus mugo* ssp. *uncinata* vor. Die übrigen Moore der Habkern-Mulde und diejenigen der Poljen im Schrattenfluhgebiet sind vorwiegend Rasenmoore mit *Ephhippium*. Es ist wahrscheinlich, dass die am Rand des Karstgebietes gelegenen Moore durch Grundwasser gespiesen werden, das aus dem Karst herstammt.

Eingriffe des Menschen. Das versumpfte Gebiet der Habkern-Mulde hat man nur an wenigen Stellen zu drainieren versucht, so bei Gustischwand, bei Gross Arniberg und bei Hint. Schönisei (Sörenberg). Im sumpfigen Gelände neigen die Drainagegräben dazu, bei zu geringem Gefälle durch Humusmassen verstopft, oder, bei zu grossem Gefälle, durch Erosion vergrössert zu werden, wobei das umliegende Gelände zu Schaden kommt. Von der Drainage, die das rasche Abfliessen des Wassers und damit die Erosion in Flysch und Moräne verstärkt und zu den Überschwemmungen im Unterland nicht unwesentlich beiträgt, dürfen wir nicht allzuviel Nutzen erwarten. Der Schutz der Sumpfwälder, welche als Reservoirs das Wasser zurückhalten und durch dauernd erhöhte Verdunstung regionalen Trockenheiten entgegenwirken, ist der Drainage in den meisten Fällen vorzuziehen.

Die jungen Erosionsschluchten des Südelbachs, des Schwendibachs und der beiden Zuflüsse des Bärselbachs aus dem Gebiet von Thürndlimoos haben sicher erst in den letzten 300 Jahren ihre heutige Gestalt angenommen. Die Erosion hat sich durch die Entwaldung und durch das Flössen des Holzes, die im Zu-

sammenhang mit der Glasindustrie erfolgten (ehemalige Glashütten bei Südel und unterhalb Kemmeribad), besonders drastisch ausgewirkt (vgl. Lit. 31). Als Überreste der Glasindustrie sind hier noch Schutthaufen zu erwähnen, wie wir sie z. B. am Südelbach bei Südel finden. J. Schnider (Lit. 80, H. 1, p. 14—17, H. 2, p. 39/40) hat schon 1793 davor gewarnt, diesen Schutt und die darin befindlichen Glasreste und Glasüberzüge als vulkanische Produkte und aus diesem Grunde die Schrattenfluh als Vulkan zu betrachten.

ZUSAMMENFASSUNG DER RESULTATE.

Unsere Untersuchungen im Gebiet der Schrattenfluh und im südlich anschliessenden Teil der Habkern-Mulde haben zu folgenden neuen Ergebnissen geführt:

1. Bei der Kartierung der Schrattenfluh konnte (z. T. auf photogeologischem Wege) eine grosse Anzahl neuer Brüche festgestellt werden.

2. Die mächtige, unmittelbar südlich an das Mesozoikum der Schrattenfluh anschliessende Priabonzone zeigt eine Ausbildung, die ihre Zugehörigkeit zur Niederhorn-Decke in Frage stellt. Die Möglichkeit, dass sie eine selbständige Flyschserie (Südelbach-Serie) bildet, haben wir diskutiert.

3. Im Südelbach haben wir in der unter 2. erwähnten Priabonzone eine reiche Foraminiferenfauna aufsammeln können.

4. Die Habkern-Mulde haben wir gestützt auf die Untersuchungen von H. Schaub im Schlierengebiet in zwei tektonische Einheiten unterteilen können: Die Habkern- und die Schlieren-Zone.

5. Die Habkern-Zone ist aus Globigerinenschiefern und Wildflysch aufgebaut. Sie enthält zahlreiche fremde Einschlüsse: Habkerngranit, Leimernschichten, Kalke des Malms und der Untern Kreide.

6. Die Globigerinenschiefer der Habkern-Zone enthalten eine reiche Foraminiferenfauna, die ihr priabones Alter anzeigt. Auch der Wildflysch ist ins Ober-Eocaen zu stellen.

7. Im Bärselbach konnte ein grosser, im Wildflysch eingelagerter Block von Habkerngranit gefunden werden. Über den Granit transgredieren Breccien und Konglomerate, die grösstenteils aus granitischen Komponenten aufgebaut sind. Sie enthalten eine eocaene Foraminiferenfauna.

8. Der unter 7 erwähnte Granit und die kleinen und grossen Pakete von Leimernschichten in der Habkern-Zone sind nicht als tektonische Einschuppungen oder Schürflinge aufzufassen, sondern als submarin eingerutschte Pakete, die in die dunklen Wildflyschmergel einsedimentiert worden sind.

9. Die Leimernschichten (im Sinne von J. F. Kaufmann) reichen vom Turonien bis an die Obergrenze des Aturien (Globotruncanenfunde!).

10. Im basalen Teil der Schlieren-Zone konnten an 3 Stellen oberkretazische Faunen festgestellt werden (Maestrichtien).

11. Der Sandstein des Hundsknubels enthält *Discocyclina* cf. *seunesi* und ist damit mit dem Gubersandstein des Schlierengebietes zu parallelisieren.

12. Herkunft und Stellung der einzelnen Flyschelemente sind kurz diskutiert worden.

13. Das Gebiet der Habkern-Mulde zeigt eine mächtige Moränenbedeckung (ausschliesslich Lokalmoränen!). Neben älteren Moränen (Würm) finden wir frische, junge Bildungen, die am besten mit Ampferers Schlussvereisung in Zusammenhang zu bringen sind.

Literaturverzeichnis.

1. Anderegg, H.: Geologie des Isentals. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 77, 1940.
2. Andrusov, D.: Rôle des Thallophytes dans la constitution des roches sédimentaires des Carpathes tchécoslovaques. Věstn. král. čes. spol. nauk. Tř. mat.-přír, Roč., Praha 1938.
3. Antenen, F.: Die Vereisung der Emmentäler. Mitt. Natf. Ges. Bern, 1901.
4. — Mitteilungen über Talbildung und eiszeitliche Ablagerungen in den Emmentälern. Ecl. geol. Helv., Vol. 11, 1910.
5. — Über das Quartär in den Tälern der Waldemme und der Entlen. Ecl. geol. Helv., Vol. 18, 1924.
6. Arbenz, P.: Die helvetische Region. Geol. Führer der Schweiz, Fasc. II, Basel 1934.
7. Baltzer, A.: Notiz über ein Mineralvorkommen im Berneroberland. Mitt. Natf. Ges. Bern, 1897.
8. Beck, P.: Vorläufige Mitteilung über Klippen und exotische Blöcke in der Umgegend von Habkern. Mitt. Natf. Ges. Bern, 1908.
9. — Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 29, 1911.
10. — Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faciesgebiet. Ecl. geol. Helv., Vol. 12, 1912.
11. — Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. Mitt. Natw. Ges. Thun, 1926.
12. Bentz, F.: Geologie des Sarnersee-Gebietes. Ecl. geol. Helv., Vol. 41, 1948.
13. Berliat, K.: Über das Alter der Couches rouges in den préalpes médianes. Ecl. geol. Helv., Vol. 35, 1942.
14. Bolli, H.: Zur Stratigraphie der Obern Kreide in den höheren helvetischen Decken. Ecl. geol. Helv., Vol. 37, 1944.
15. Boussac, J.: Nummulitique helvétique et Nummulitique préalpin dans la Suisse centrale et orientale. C. R. Ac. Sc., Paris 1910.
16. — Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Mém. p. serv. à l'expl. de la carte géol. dét. de la France, 1912.
17. Brotzen, F.: Foraminiferen aus dem schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen. Sver. geol. Undersökn. Ser. C. Nr. 396, Årsbok 30, Nr. 3, Stockholm 1936.
18. Brückner, W.: Neue Konglomeratfunde in den Schiefermergeln des jüngeren helvetischen Eocaens der Zentral- und Ostschweiz. Ecl. geol. Helv., Vol. 38, 1946.
19. Buxtorf, A.: Die Exkursionen der Deutschen geol. Ges. im südlichen Schwarzwald, im Jura und in den Alpen. Zschr. dtsch. geol. Ges., Bd. 60, 1908.
20. — Über die tektonische Stellung der Schlieren und der Niesenflyschmasse. Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. 29, 1918.
21. — Pilatus. Geol. Führer der Schweiz. Fasc. X, Basel 1934.
22. — Über Einschlüsse von Seewerkalk im obereocaenen Lithothamnienkalk des Pilatusgebietes. Ecl. geol. Helv., Vol. 30, 1937.
23. — Über das Vorkommen von Leimernschichten in der Unterlage des Schlierenflyschs. Ecl. geol. Helv., Vol 36, 1943.
24. Cadisch, J.: Geologie der Schweizeralpen, Zürich 1934.
25. Douvillé, H.: Les Ralligstöcke et le Gerihorn. Bull. Soc. géol. de France, 4e sér. 3, 1903.
26. — Révision des Orbitoides. 2e partie, Orbitoides du Danien et de l'Eocène. Bull. Soc. geol. de France, 4e sér. 22, 1922.
27. Emery, K. O.: Submarine geology of Bikini Atoll. Bull. Geol. Soc. America, Vol. 59/9, 1948.
28. Fichter, H. J.: Geologie der Bauen–Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malms der helvetischen Decken. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 69, 1934.
29. Fröhlicher, H.: Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 67, 1933.
30. Früh, J., und Schröter, C.: Die Moore der Schweiz. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser. 3, 1904.
31. Furrer, M.: Die subalpine Flyschzone nördlich der Schrattenfluh. Ecl. geol. Helv., Vol. 42, 1949.

32. Gagnebin, E.: La tectonique des Pléiades et le problème du Wildflysch. Proc. verb. Soc. vaud. sc. nat. 1917.
33. Gandolfi, R.: Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretacici dei dintorni di Balerna. Rev. Ital. di Pal. anno 48, 1942.
34. Goldschmid, K.: Geologie der Morgenberghorn-Schwalmerngruppe bei Interlaken. Jb. d. phil. Fak. II d. Univ. Bern, Bd. 4, 1924.
35. Grossmann, H.: Der Einfluss der alten Glashütten auf den schweizerischen Wald. Ber. geobot. Forschinst. Rübel, Zürich 1934.
36. Grossouvre, A. de: Recherches sur la Craie supérieure. I^e partie, Stratigraphie générale. Mém. p. serv. à l'expl. de la carte géol. dét. de la France, 1901.
37. Häfner, W.: Geologie des südlichen Rätikons. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 54, I, 1924.
38. Haus, H., in Arbenz, P., Gerber, E., Haus, H., Rutsch, R.: Exkursion der schweiz. geol. Gesellschaft durch die Molasse des Emmentales bis in die Alpenrandkette. Ecl. geol. Helv., Vol. 29, 1936.
39. Haus, H.: Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental (Kt. Bern), ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse und des Alpenrandes. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 75, 1937.
40. Heer, Osw.: Die Urwelt der Schweiz, 2. Aufl., Zürich 1879.
41. Heim, Arn.: Über recente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. N. Jb. f. Min. etc., Bd. 2, 1908.
42. — Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Abh. Schw. Pal. Ges., Vol. 35, 1908.
43. — Über die Beatushöhlen am Thunersee. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich, Jg. 54, 1909.
44. — Zur Tektonik des Flyschs in den östlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 31 III, 1911.
45. Hugi, E.: Die Klippenregion von Giswil. N. Denkschr. d. allg. schweiz. Ges. f. d. ges. Natw., Bd. 36, 1900.
46. Jeannet, A.: Monographie géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 34, 1918.
47. — Excursion de la Société géologique suisse dans les Alpes de Schwytz. Ecl. geol. Helv., Vol. 28, 1935.
48. Kaufmann, F. J.: Der Pilatus. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 5, 1867.
49. — Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 11, 1872.
50. — Fünf neue Jurassier. Jb. schw. Alpenclub, 11. Jg., 1875/76.
51. — Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebung bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern–Grafenort. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 24, I, 1886.
52. Kraus, E.: Über den Schweizer Flysch. Ecl. geol. Helv., Vol. 25, 1932.
53. — Über den ultrahelvetischen Kreideflysch. Ecl. geol. Helv., Vol. 28, 1935.
54. Leupold, W.: Neue mikropalaeontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. Ecl. geol. Helv., Vol. 26, 1933.
55. — Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. Ecl. geol. Helv., Vol. 35, 1942 (herausgegeben 1943).
56. Liechti, P.: Geologische Untersuchungen der Dreispitz-Standfluhgruppe und der Flyschregion südlich des Thunersees. Mitt. natf. Ges. Bern, 1931.
57. — Über das Alter des ultrahelvetischen Flysches südlich des Thunersees. Ecl. geol. Helv., Vol. 25, 1932.
58. Lorenz, Th.: Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Facies. II. Teil, S-Rätikon. Ber. natf. Ges. Freiburg i/B., 7, 1901.
59. Lüdi, W.: Bergföhrenwälder und Moore in den Voralpen zwischen der Waldemme und der Sarneraa. Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. 56, 1945.
60. Lugeon, M.: Les grandes nappes de recouvrement des alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. geol. de France, 4^e sér., 1, 1901.
61. Lugeon, M., et Jérémine, E.: Les bassins fermés des Alpes suisses. Bull. Soc. vaud. sc. nat., Vol. 47, 1911.

62. Lugeon, M.: Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin. Ecl. geol. Helv., Vol. 14, 1916.
63. Lugeon, M., et Gagnebin, E.: Observations nouvelles sur la géologie des préalpes romandes. Mém. soc. vaud. sc. nat., Vol. 7, 1941.
64. Lugeon, M.: Une nouvelle hypothèse tectonique: La diverticulation. Bull. Soc. vaud. sc. nat., Vol. 62, 1943.
65. — Hommage à August Buxtorf et disgression sur la nappe de Morcles. Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. 58, 1947.
66. Margerie, E. de, et Heim, Alb.: Les dislocations de l'écorce terrestre, Zürich 1888.
67. Mollet, H.: Über die stratigraphische Stellung der eocänen Glaukonitschichten beim Küblibad am Thunersee. Mitt. Natf. Ges. Bern, 1916.
68. — Geologie der Schafmatt–Schimberg-Kette und ihrer Umgebung. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. F. 47, III, 1921.
69. Nussbaum, F.: Über das Vorkommen von Jungmoränen im Entlebuch. Mitt. Natf. Ges. Bern, 1922.
70. Penck, Albr., und Brückner, Ed.: Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde. Leipzig 1901–1909.
71. Quereau, E. C.: Die Klippenregion von Iberg (Sihltal). Beitr. z. geol. Karte d.Schweiz, N. F. 3, 1893.
72. Renz, O.: Stratigraphische und mikropalaeontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide bis Tertiär) im zentralen Apennin. Ecl. geol. Helv., Vol. 29, 1936.
73. Ritter, E. A., und Kelterborn, P.: Über das Kohlenvorkommen der „Schlafegg" ob Kandergrund (Berner Oberland). Ecl. geol. Helv., Vol. 39, 1946.
74. Schardt, H.: Les régions exotiques du versant Nord des Alpes suisses. Leurs relations avec l'origine des blocs et brèches exotiques et la formation du Flysch. Bull. Soc. vaud. sc. nat., Vol. 34, 1898.
75. Schaub, H. P.: Geologie des Rawilgebietes. Ecl. geol. Helv., Vol. 39, 1936.
76. Schider, R.: Geologie der Schrattenfluh im Kanton Luzern. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 43, 1913.
77. Schmidt, C.: Gutachten über die eingegangenen Lösungen der Preisaufgabe für die Schläflistiftung pro 1891. Verh. schw. Natf. Ges., Freiburg 1891.
78. — Bild und Bau der Schweizeralpen. Beil. z. Jb. SAC., 42, 1906/07.
79. Schneeberger, W.: Die stratigraphischen Verhältnisse von Kreide und Tertiär der Landkette nördlich des Thunersees. Mitt. Natf. Ges. Bern, 1926.
80. Schnider, J.: Besondere Beschreibung etlicher Berge des Entlibuches, 3 Hefte, Luzern 1783/84.
81. Schumacher, J.: Zur Gliederung des marinen Lutétien und basalen Priabonien der Schweizer Alpen. Ecl. geol. Helv., Vol. 41, 1948.
82. Staeger, D.: Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern. Ecl. geol. Helv., Vol. 37, 1944.
83. Streiff, Rud.: Strukturböden in den Alpen. Geogr. Helv., 1, 1946.
84. Studer, B.: Bemerkungen zu einem Durchschnitt durch die Luzerner Alpen. N. Jb. f. Min. etc., Jg. 1834.
85. — Geologie der Schweiz. 2 Bde., Bern und Zürich 1851–1853.
86. — Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebung. Bern 1872.
87. Stutz, U.: Das Keuperbecken am Vierwaldstättersee. N. Jb. f. Min. etc., Jg. 1890, 2 Bde.
88. Tercier, J.: Les faciès du crétacé et du Nummulitique dans la région de Habkern. Ecl. geol. Helv., Vol. 21, 1928.
89. — Habkern et ses environs. Guide géol. suisse. Fasc. VIII, Bâle 1934.
90. — Traversée des préalpes externes (Zone du Flysch). In: C. R. de l'exc. de la S. géol. suisse dans les Préalpes Fribourgeoises. Ecl. geol. Helv., Vol. 38, 1946.
91. — Le Flysch dans la sédimentation alpine. Ecl. geol. Helv., Vol. 40, 1947.
92. Thalmann, H. E.: Die regional-stratigraphische Verbreitung der oberkretazischen Foraminiferen-Gattung Globotruncana Cushman 1927. Ecl. geol. Helv., Vol. 27, 1934.
93. Tracey, J. I., Ladd, H. S., Hoffmeister, J. H.: Reefs of Bikini, Marshall Islands. Bull. Geol. Soc., Vol. 59/9, 1948.
94. Troll, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rdsch. 34, 1943.

95. Tschachtli, B. S.: Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes. Diss. phil. II, Bern 1941.
96. Uttinger, H.: Die Niederschlagsmengen in der Schweiz 1901–1940 (mit Niederschlagskarte der Schweiz 1:500000). Führer d. d. schwz. Wasser- u. Elektrizitätswirtschaft, Zürich 1949.
97. Viennot, P.: Sur la valeur stratigraphique des Rosalines. C. R. somm. sc. Soc. géol. France, 1930.
98. Vonderschmitt, L.: Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 50, I, 1923.
99. Vonderschmitt, L., und Schaub, H.: Neuere Untersuchungen im Schlierenflysch. Ecl. geol. Helv., Vol. 36, 1943.
100. Wirz, A.: Beiträge zur Kenntnis des Ladinikums im Gebiet des Monte San Giorgio. Schweiz. Pal. Abh., Bd. 65, 1945.

Karten.

101. Beck, P.: Geologische Karte der Gebirge nördlich von Interlaken 1:50000, Spezialkarte 56a, 1910.
102. Kaufmann, F. J.: Geologische Karte der Schweiz 1:100000, Bl. XIII: Interlaken–Sarnen–Stans, 1887.
103. Michel, F. L.: Geologische Karte und Profile des Brienzer Grates, 1:50000, Spezialkarte 95, 1922.
104. Mollet, H.: Geologische Karte des Schafmatt-Schimberggebietes (Kt. Luzern), 1:25000, Spezialkarte 91 mit Profiltafel 91a, 1921.
105. Schider, R.: Geologische Karte der Schrattenfluh, 1:25000, Spezialkarte 76a mit Profiltafel 76b, 1912.
106. Schmidt, C.: Geologische Kartenskizze der Alpen zwischen St. Gotthard und Montblanc. Ecl. geol. Helv., Vol. 9, 1907.

Curriculum vitae.

Am 4. März 1922 wurde ich, Pierre Albert Soder, von Rheinfelden (Aargau), als Sohn des Walter Soder, Ingenieur, und der Maria, geb. Combes, in Aarau geboren.

Ich besuchte die Gemeindeschulen in Aarau und Rheinfelden, die Bezirksschule in Rheinfelden und die oberen Klassen des humanistischen Gymnasiums in Basel, wo ich im März 1942 das Maturitätsexamen bestand.

Im Sommer 1942 wurde ich an der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel immatrikuliert. Hier habe ich die Vorlesungen und Übungen folgender Herren besucht:

Proff. A. Buxtorf, J. Cadisch, H. Erlenmeyer, M. Geiger-Huber, Ed. Handschin, F. Jaeger, A. Portmann, M. Reichel, M. Reinhard, G. Senn †, R. Tschudi, W. Vischer, L. Vonderschmitt, W. v. Wartburg, P.-D. Drs. H. Annaheim, P. Bearth, Ed. Wenk und E. Alarcos. Vom Wintersemester 1944 bis zum Sommersemester 1945 besuchte ich Kurse des Schweiz. Tropeninstitutes in Basel bei den Herren: Proff. F. Speiser, H. Hediger, F. Meier, Drs. H. Höltker, M. Lauterburg-Bonjour, Insp. Huppenbauer und F. Rohn. Die vorliegende Arbeit ist in den Jahren 1944—1948 unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. L. Vonderschmitt am geologisch-paläontologischen Institut ausgeführt worden.

Geologische Karte der westlichen Schrattenfluh und der südlich anschliessenden Teile der Habkern-Mulde

von P. SODER

aufgenommen 1944—46

Maßstab 1:12500

0 0.5 1 Km

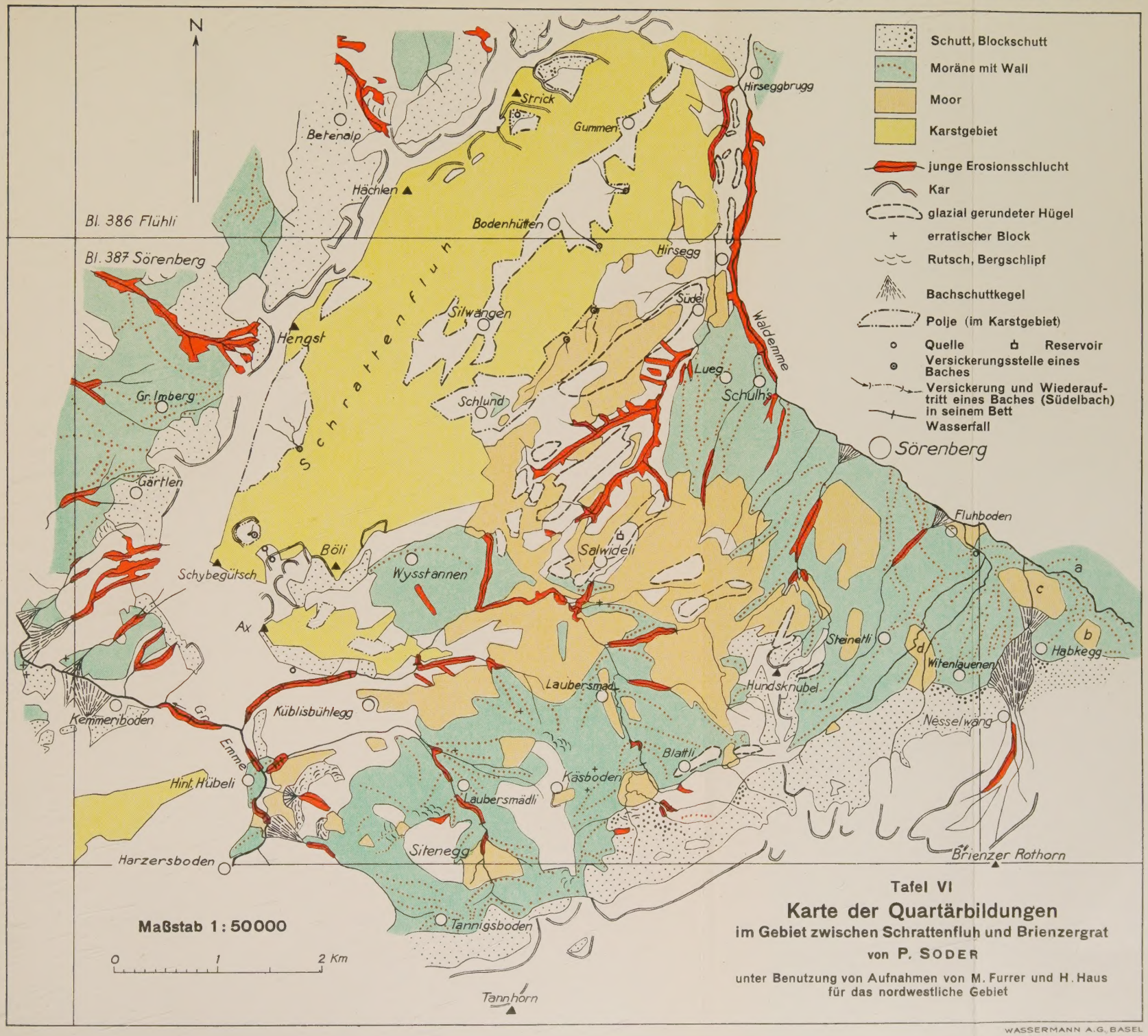
Zeichen

- Bruch, beobachtet — vermutet, Kluft
- Grenze zwischen Habkern- und Schlieren-Zone
- Grenze der Habkern-Zone gegen Norden
- Fossilfundstelle
- A Assilinengrünsand (Südelbach bei Südel)

Quartaer

- Moräne, Moor, etc.
- Schutt, Blockschutt
- Rutschwälle mit Abrissrand
- Bachschuttkegel
- V V V Sackungen

Hengst 2093
Silwängen
Schlund
Unterschlag
Matten
Keiserschwand
Neuhülteli
Hirsegg
Südel
Südelbach
Stächelegg
Enzihülten
Lueg
Schulhaus
Rischli
Unter-Schönisei
Sörenberg
Ober-Schönisei
Hint. Schönisei
Waldemme
Schwendibach
Ruchweid
-Saffertberg
Ober-
Unter-
Salwideli
Salwiden
Husegg
Grossgfäll
Thürndliwald
P. 1383
P. 1299
Rossweid
Vorder-
Ober-Wysstannen
Unter-Schneeberg
Wagliseiknubel
Wagliseiboden
Bärselbach
Knubelsweidli
Klus
Böli
Ober-Imbergli
Unter-
Ax 1706
Schäfersgf
Schwa



WASSERMANN A.G., BASEL